

**DIE NORDHELVETISCHE FLYSCH-GRUPPE
IM SERNFTAL (KT. GLARUS)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

CHRISTOPH SIEGENTHALER

von Trub und Bern

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. R. Trümpy

1974
—

**DIE NORDHELVETISCHE FLYSCH-GRUPPE
IM SERNFTAL (KT. GLARUS)**

INAUGURAL-DISSERTATION

zur

Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

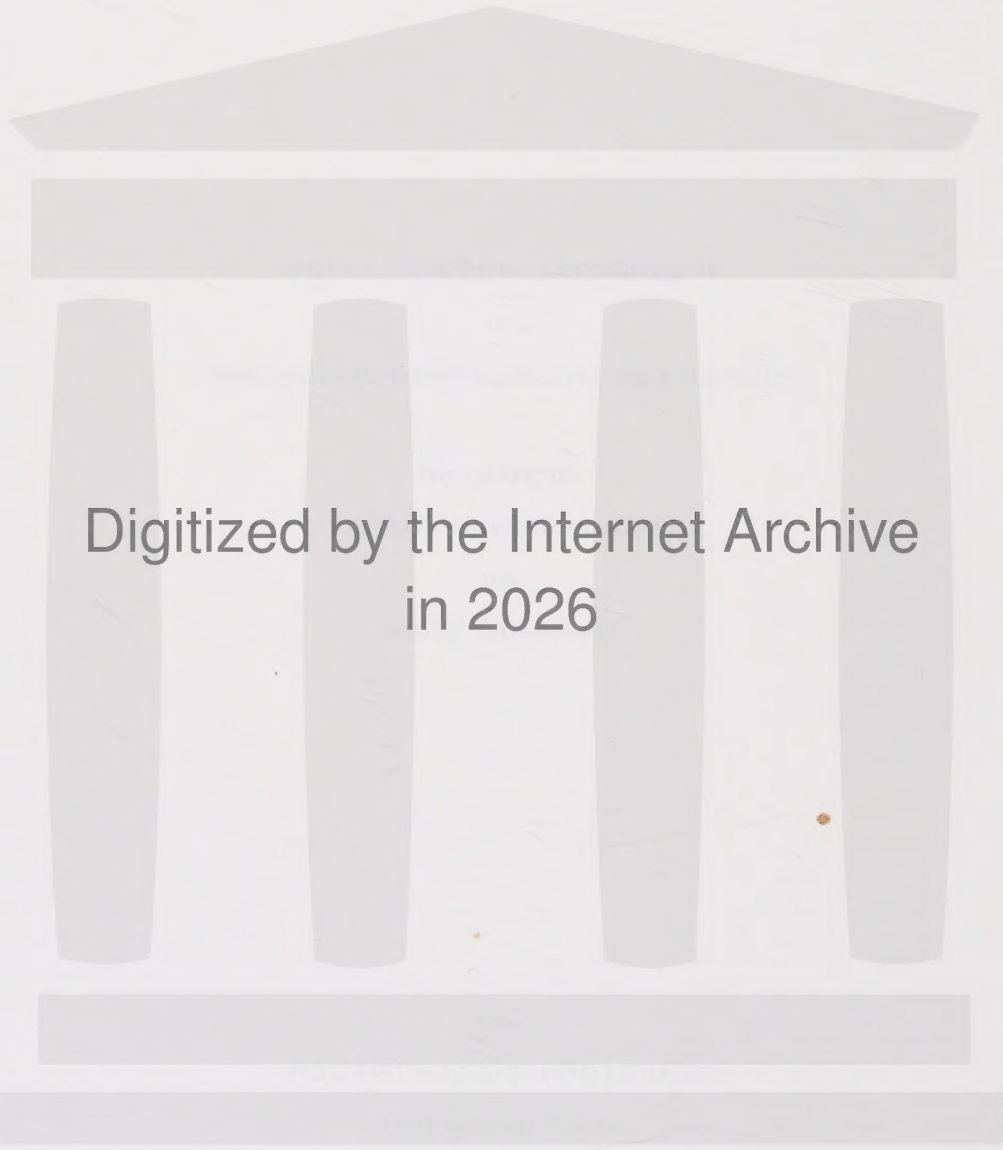
von

CHRISTOPH SIEGENTHALER

von Trub und Bern

Begutachtet von

Herrn Prof. Dr. R. Trümpy



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507208_0072

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung und unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY. Sie basiert auf Feldaufnahmen, die in den Sommermonaten der Jahre 1962 bis 1968 durchgeführt wurden. Die vorläufigen Beobachtungen im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes, in den Dachschiefen von Engi und den Sandsteinen von Matt, wurden in einer Diplomarbeit 1963 zusammengefaßt. Die Auswertung erfolgte 1969/70 am geologischen Institut der ETH.

An dieser Stelle möchte ich meinen Lehrern und Studienkameraden, die alle zum Gelingen dieser Arbeit beitrugen, danken. Der Dank gilt in besonderem Maße meinem Lehrer Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY. Seine genauen Kenntnisse der Geologie der Glarneralpen durfte ich jederzeit im Feld und im Institut zu Rate ziehen.

Herrn Dr. J. P. BECKMANN hat die Präparate der Fossilfundstellen durchgesehen; die Bestimmungen der Foraminiferen stammen alle von ihm. Ich möchte ihm dafür bestens danken. Ebenso danke ich Herrn Dr. G. MILNES, der das Kapitel über die Kleintektonik durchgesehen hat, und der mir viele Ratschläge geben konnte.

Die Herren Professoren Dr. A. GANSSER, Dr. W. LEUPOLD und Dr. H. SUTER haben mich in Exkursionen und Vorlesungen in die geologische Denkweise eingeführt und Herr Dr. F. FREY und C. COLOMBI wiesen mich im Feld und im Flyschzimmer auf wesentliche Punkte der helvetischen Flyschbildungen und Nummulitenstratigraphie hin.

Bei Herrn Dr. C. BURRI lernte ich die Optik der Plagioklase, Herr Prof. Dr. A. LINDER half mir bei Fragen der Statistik; in Vorlesungen und Diskussionen hat es Herr Prof. Dr. K. J. HSU verstanden, meinen Blick auf neue Gebiete der Geologie zu lenken; seinen vielseitigen Kenntnissen der Flyschsedimentologie verdanke ich viele Anregungen für die vorliegende Arbeit.

Nicht vergessen seien die anregenden Diskussionen mit meinen Studienkameraden und die Mithilfe bei der Ausarbeitung der Dissertation, besonders H. U. SCHMUTZ, C. WYSS, K. KELTS und W. KLEMENZ. Frau M. KÄLIN übernahm die Schreibarbeiten, Frä. U. FELLER und Herr R. BRITSCHGI haben die Reinzeichnung eines Teils der Vorlagen besorgt und Herr M. ZUBER fertigte die Photographien an.

Bei der Familie SPEICH-GANTENBEIN in Matt-Trämligen fand ich zu jeder Zeit freundliche Aufnahme.

Allen sei herzlich gedankt, besonders aber meiner Frau und meinen Eltern, die mir das Studium ermöglicht haben.

Abstract

The problems of sub-helvetetic sediments of the Hausstock Group in the Sernf Valley, Canton Glarus, Switzerland are discussed. They consist of Upper Eocene alpine Flysch containing volcanic material and lower Oligocene molasse without volcanic traces.

Structure, stratigraphy and paleogeographic position are examined and the facies transition from flysch to molasse is compared to other Swiss areas. The main results, briefly summarized, are: 1) the Helvetic Flysch deposits in the Hausstock area consist of two major tectonic units. 2) the lower unit, called the "Hausstockscholle" contains only older Flysch deposits of a more northerly origin whereas the upper, called the "Vorsteigscholle", originally deposited more southerly, exhibits a complete Flysch section (Taveyannaz and Elm Formations). The lower unit begins with Globigerina marls at the base and continues up to molasse-type sandstones free of volcanic debris, overlain by "Dachschiefer" (Matt Fm.).

The transition from flysch facies to molasse facies is accompanied by a sharp sediment-petrographical break. This is interpreted as a change in sediment transport directions from trench-parallel (from WSW) to a radial source originating on the southern edge of the trench. This change, which occurred around the turn of the Eocene/Oligocene period, resulted in a rapid decrease in water depth.

Analogous situations are found in Flysch in the Reuss Valley and in the sub-alpine Molasse of central and western Switzerland. In these locations, however, the influx of detritus free of volcanic material is not apparent until the Middle Oligocene.

Diese Untersuchungen befassen sich mit den vulkanitführenden obereozänen Flyschbildungen und den vulkanitfreien, unteroligozänen molasseartigen Ablagerungen im Hangenden, die heute in der Hausstockgruppe und im Sernftal (Kanton Glarus) in subhelvetischer Stellung vorliegen. Dargestellt werden Bau, Stratigraphie und paläogeographische Stellung; der Faziesübergang Flysch/Molasse wird mit analogen Übergängen im Reusstal und in der subalpinen Molasse der Zentral- und Westschweiz verglichen. Die Resultate sind kurz zusammengefaßt die folgenden: die helvetischen Flyschbildungen liegen im Hausstockgebiet in zwei großtektonischen Einheiten vor. Die tiefere, ursprünglich nördlichere Hausstockscholle s.l. enthält nur die ältesten Flyschablagerungen, die höhere, ursprünglich südlichere Vorsteigscholle s.l., weist ein durchgehendes Profil der Flyschablagerung (Taveyannaz- und Elmer-Formation) auf, von den pelagischen Globigerinenmergeln an der Basis bis zu den molasseartigen vulkanitfreien Sandsteinen und Dachschiefern (Matter-Formation) im Hangenden. Der Übergang der Flyschfazies in Molassefazies ist von einem sedimentpetrographischen Wechsel begleitet, was darauf zurückgeführt wird, daß die trogparallele Schüttung (aus WSW) an der Wende Eozän/Oligozän abgelöst wurde durch eine vulkanitfreie radiale Schüttung mit einem Zentrum an Südrande des Trops; dabei hat sich die Meerestiefe rasch verringert. Eine ganz analoge Situation liegt im Reusstal vor, sowie am Alpenrand im subalpinen Flysch und in der subalpinen Molasse der Zentral- und Westschweiz, nur daß hier die radialen vulkanitfreien Schüttungen erst im Mittel-Oligozän eingesetzt haben.



Inhaltsverzeichnis	Seite
Vorwort	3
Abstract	4
Inhaltsverzeichnis	5
Verzeichnis der Figuren, Tabellen und Photographien	6
1. Einleitung	7
2. Die Tektonik des NHF in der Hausstockgruppe und im Sernftal	10
2.1 Panixerpaßplatte und Hausstockscholle	10
2.2 Vorstegstockscholle	15
.21 Tektonik der Taveyannaz-Formation	15
.22 Tektonik der Elmer- und Matter-Formation	18
2.3 Leiterbergschuppe	21
2.4 Verschürfter Taveyannazsandstein	22
2.5 Isolierte Vorkommen spezieller tektonischer Stellung	22
.51 Vulkanitfreier Sandstein unter der Schitereggschuppe der Vorstegstockscholle (Sandsteinvorkommen von Rinderboden)	23
.52 Flyschsandstein über der Torkopfschuppe	23
.53 Taveyannazsandsteine des Blattengratdivertikels	23
2.6 Zusammenfassung der Tektonik	23
3. Die Stratigraphie des NHF	28
3.1 Taveyannaz-Formation	28
.11 Die großen Ergußgesteinseinschlüsse	29
.12 Die Untergrenze der Taveyannaz-Formation	35
.13 Die Obergrenze der Taveyannaz-Formation	36
.14 Das Formationsglied des Vorstegsandsteins	36
.15 Das Formationsglied des Mutenbergensandsteins	38
.16 Das Formationsglied des Ruchisandsteins	39
3.2 Die Elmer-Formation	41
.21 Die Obergrenze der Elmer-Formation	42
3.3 Die Matter-Formation	49
.31 Das Formationsglied der Engi-Dachschiefer	50
3.4 Das Sandsteinvorkommen von Rinderboden	52
3.5 Zusammenfassung der Stratigraphie	53
3.6 Stratigraphische Vergleiche	58
4. Übersicht über die Kleintektonik	67
4.1 Das Verhalten von Schichtflächen und Faltenachsen	67
Literaturverzeichnis	74
Verzeichnis der geologischen Karten	79
Verzeichnis der topographischen Karten	79
Photographien	81

Verzeichnis der Figuren, Tabelle und Photographien

- Fig. 1 Horizontale Parallelprojektionen I bis III im Hausstockgebiet
- Fig. 2 Horizontale Parallelprojektionen IV und V der Sernftal W-Seite
- Fig. 3 Horizontale Parallelprojektion VI der Sernftal E-Seite
- Fig. 4 Geologie des Kars von Wichlen, Maßstab 1:20 000
- Fig. 5 Großer Einschluß aus Taveyannazsandstein, Typ IV, im Ruchisandstein der Hausstockscholle bei Hünderegg (Alpli, Wichlen).
- Fig. 6 Profil Alpli (Wichlen 724 600/194 100)
- Fig. 7 Profil Piz Fluaz
- Fig. 8 Korrelationen im Profil Alpli
- Fig. 9 Bankmächtigkeit und Korngröße in den Profilen Rüschenweid und Stoßwand
- Fig. 10 Profile des Grenzbereichs Elmer-/Matter-Formation
- Fig. 11 Grenze Elmer-/Matter-Formation; Übersicht der Profile von Fig. 10
- Fig. 12 Ausschnitt aus Sandsteinbank im Steinbruch Matt, "Grès de Matt-Gruontal".
- Fig. 13 Palinspastische Profile
- Fig. 14 Abwicklung des Vorstegsandsteins der Vorstegstockscholle
- Fig. 15 Strömungsrichtungen (Kolk- und Schleifmarken)
- Fig. 16 Gefügediagramme
- Fig. 17 Ansicht des Flyschs unter der Hauptüberschiebung am Chüebodensee
- Fig. 18 Korrelation zwischen der Lage des Gefüges und der Hauptüberschiebung
- Fig. 19 Aufriß der Lage der Gefügeelemente im Sernftal.

- Tab. 1 Kriterien zur Abgrenzung von Taveyannazsandstein und Grès du Val d'Iliez
- Tab. 2 Die Gliederung des NHF im Sernftal
- Tab. 3 Gliederung der Taveyannaz-Formation
- Tab. 4 Stratigraphische Gliederungen

- Photo 1 Muttenalp mit Nüschentock und Ruchiwestwand
- Photo 2 Cavorgia da Vuorz
- Photo 3 Lackfilm der Bank von Rüschenweid
- Photo 4 Großforaminiferen aus der Bank von Rüschenweid
- Photo 5 Nummuliten aus dem Sandstein von Rinderboden
- Photo 6 Dünnschliffaufnahmen von Dachschieferplatten aus dem Schieferbruch am Plattenberg (Engi-Dachschiefer)
- Photo 7 Dünnschliffaufnahmen von Dachschiefern aus dem Profil "südliche Stoßwand"
- Photo 8 Anschliffe von Dachschiefern aus dem Profil "südliche Stoßwand"
- Photo 9 Dachschiefer von Chleb (Bischofbach, basaler Teil des Ruchisandsteins, Vorstegstockscholle)
- Photo 10 Schichtunterseiten von Silt- und Sandsteinbänken aus dem Steinbruch Matt

1. Einleitung

Der Ruf des Kleintals als eines der klassischen Gebiete der berühmten Glarneralpen ist seit J. J. SCHEUCHZERS "Bildnissen verschiedener Fischen und dero Theilen Welche in der Sündfluth zu Grund gegangen" (Zürich, 1708) fest begründet. War es im vorigen Jahrhundert vor allem die Deutung der Hauptüberschiebung, die sich in prachtvollem Bogen über das Sernftal spannt, an der sich eine heftige Auseinandersetzung entzündete, so begann mit A. HEIMs "Die Nummuliten- und Flyschbildungen der Schweizeralpen" (1908) die Aufschlüsselung der Schiefer- und Grauwackenmassen, an der in späteren Jahren besonders W. LEUPOLD und seine Schüler wesentlichen Anteil hatten.

Heute scheint sich in der mechanischen Analyse der Tektonik, aufbauend auf der bisher herausgearbeiteten Geometrie, eine neue Entwicklung anzubahnen.

Die bis 1962 vorliegenden Ergebnisse sind von Fr. FREY und W. LEUPOLD für das INTERNATIONALE STRATIGRAPHISCHE LEXIKON zusammengetragen und auf Grund ihrer eigenen Ergebnisse verarbeitet worden¹⁾. Dabei wurde deutlich, daß die Beziehungen zwischen den verschiedenen Sandstein- und Dachschieferabfolgen z. T. noch ungenügend bekannt waren.

Auf der einen Seite hatte VUAGNAT in seiner zusammenfassenden Arbeit (1952) eine Gliederung in Gesteinstypen auf petrographischer Grundlage, d. h. auf Grund der Komponentenzusammensetzung vorgenommen, von der er glaubte, daß ihr auch in den östlichen Schweizeralpen eine stratigraphische Bedeutung zukomme. Andererseits war es bisher nicht möglich gewesen, die wechselseitigen Beziehungen der durch bestimmte Gesteinstypen charakterisierten Formationen im Sernftal eindeutig festzulegen. Das Interesse dafür mußte um so größer sein, als neben dem Schächental das Sernftal die einzige Stelle ist, wo alle bisher in der Schweiz bekannten Gesteinstypen des NHF²⁾ vorkommen und wo zudem auf Grund der bisherigen Kenntnisse eine - im Vergleich zum Schächental - einfache Tektonik vermutet werden konnte. Eine Untersuchung sollte deshalb das gegenseitige Verhältnis der Schichten mit "Grès de Taveyannaz II - IV", "Grès du Val d'Illeiez" und "Grès de Matt-Gruontal" abklären. Es war zu fragen, ob sich eine stratigraphische Zuordnung der verschiedenen Dachschiefereinlagerungen durchführen ließe, die doch immerhin sicher mehr als die Hälfte des NHF ausmachen. Dazu mußte vorerst der tektonische Bau soweit als möglich abgeklärt werden.

Durch die Problemstellung war das Vorgehen gegeben: Abklären der Lagerung³⁾ und des Vorkommens der verschiedenen Gesteinstypen und gleichzeitiges Aufsuchen von lithostratigraphischen Grenzen. Die dabei anfallenden Beobachtungen über Verbandsverhältnisse und Sedimentarstrukturen sind gesammelt und, soweit durchführbar, gegliedert und zusammengefaßt worden; systematische Beobachtungen wurden nur beim Übergang von Formationen längs mehrerer Profile gemacht, wo die meisten Aussichten auf eine erfolgreiche Korrelation bestanden.

Da bei Beginn der Untersuchungen nicht lithostratigraphische Einheiten sondern Gesteinstypen auseinandergehalten und kartiert wurden, deren Eignung zur Charakterisierung von lithostratigraphischen Einheiten

-
- 1) Für die Diskussion des Begriffs "Nordhelvetischer Flysch" siehe die Artikel "Glarner Flysch" und "Glarner Flysch, autochthoner", für die Stratigraphie besonders die Artikel "Taveyannaz-Serie", "Taveyannaz, Grès de", "Altdorfersandstein(e) auctorum", "Altdorfer Sandstein (e) (Im Glarnerland)", "Flyschsandsteine", "Sandstein-Dachschiefer-Komplex", "Dachschiefer (Glarner Dachschiefer)", "Glarnerschiefer", "Mattersandsteine". Eine ausführliche Darstellung der geologischen Kenntnis im Untersuchungsgebiet findet sich in OBERHOLZER (1933: XIX/XXXIV, 1/4) und STYGER (1961: 5/11).
 - 2) Abkürzung für: Nordhelvetischer Flysch, vgl. S. 57/58.
 - 3) Die eingemessenen Kleinfaltenachsen dienten anfänglich nur der Konstruktion der Geometrie. Es zeigte sich dann, daß die räumliche Verteilung dieser Linearen recht eigenartig ist, und es wurde versucht, durch möglichst systematische Messungen die bevorzugten Lagen zu ermitteln und in Beziehung zur Mechanik der Hauptüberschiebung - deren faszinierender Schnitt durch die Gipfel des Sernftals als Bezugsebene zur Relation reizen muß - zu setzen. Eine überzeugende Darstellung gelang aber nicht, so daß sich die Ausführungen auf die geometrischen Beziehungen beschränken (siehe Pkt. 4: Kleintektonik).

nicht von vornherein feststand, wird in dieser Arbeit so vorgegangen, daß zuerst die Vorkommen und wechselseitigen Beziehungen der einzelnen Gesteinstypen im tektonischen Teil erläutert werden, soweit sich Abweichungen gegenüber den Untersuchungen von OBERHOLZER (1933), BISIG (1957), STYGER (1961) und WEGMANN (1961) ergeben haben. Auf diesen Unterlagen basierend werden die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten ausgeschieden⁴⁾.

Merkmale	Taveyannazsandstein	Grès du Val d'Illeiez
Diabase	-	+
Gehalt vulkanischer Komponenten	> 50 %	< 50 %
Polygene Zusammensetzung	-	+
Karbonatischer Zement	(-)	+
Farbe	grün-dunkelgrau	grau

Tab. 1. Kriterien zur Abgrenzung von Taveyannazsandstein und Grès du Val d'Illeiez. Nach VUAGNAT (1952:40).

Die Kennzeichnung von lithographischen Einheiten erfolgte im wesentlichen auf der Grundlage der von VUAGNAT (1952) definierten Gesteinstypen. Diese sind: "Grès de Taveyannaz II/III + IV" (= "Grès de Taveyannaz typiques"), eine Wechsellagerung von Taveyannazsandsteinbänken vom Typ II bis IV; "Grès de Taveyannaz IV"; "Grès du Val d'Illeiez"; "Grès de Matt-Gruontal". Sie können auch im Feld mit einiger Sicherheit auseinander gehalten werden; eine eindeutige Zuordnung wurde in Zweifelsfällen mit Hilfe von Dünnschliffen vorgenommen. Dabei hat die Abgrenzung des von VUAGNAT (1952) aufgestellten Typs Grès du Val d'Illeiez zum Taveyannazsandstein zu einigen Mißverständnissen geführt, da es sich zeigte, daß die einzelnen von VUAGNAT genannten Kriterien oft nicht gleichzeitig erfüllt sind. Diese Kriterien sind in Tab. 1 zusammengestellt.⁵⁾ Die letzten drei Kriterien dienten offensichtlich mehr zur generellen Charakterisierung der beiden Gesteinstypen, während die beiden ersten von verschiedenen Autoren wechselweise als zureichende Definition benützt wurden⁶⁾. VUAGNAT (1952: 38) hebt vor allem die Anwesenheit von Diabasen als eigentliches kennzeichnendes Merkmal des "Grès du Val d'Illeiez" hervor; während der Anteil der vulkanischen Komponenten starken Schwankungen unterworfen ist (u.a. abhängig von der Korngröße), erweist sich im Hausstockgebiet das Vorkommen von Diabasen als konstantes Merkmal, das offenbar in einem be-

4) Die in den Beschreibungen vorkommenden Ausdrücke: Dachschieferband, Sandsteinband, Sandsteinbank haben die folgenden Bedeutungen:
 Als Dachschieferbänder, resp. Sandsteinbänder, sind nach STYGER (1961) Abfolgen von über 10 m Mächtigkeit auseinandergehalten worden, in denen der Anteil der Sandsteine zurücktritt und eine recht einheitliche Dachschiefermasse vorliegt (Dachschieferbänder), resp. der Anteil der Dachschiefer abnimmt und eine Wechsellagerung von Dachschiefen und Sandsteinen auftritt (Sandsteinbänder). Einzelne Bänder können, im Gegensatz zu Einzelbänken, auf größere Distanz verfolgt werden und erlauben bei günstigen Aufschlußverhältnissen die Gliederung einer einheitlich aus Dachschiefen und gleichartigen Sandsteinen aufgebauten Flyschmasse.
 Sandsteinbänke (Bänke, Einzelbänke) sind schichtparallele Sandsteineinlagerungen, deren Ober- und Untergrenze von Dachschiefen oder Siltsandsteinen gebildet wird. Die Bank selber kann vielfältig strukturiert sein (einfache oder multiple Gradierung, Dachschiefereinschlüsse, Strömungs- und Belastungsmarken, Schrägschichtungen etc. aufweisen). Ober- und Untergrenze sind generell schichtparallel weisen aber im Detail z. T. recht große Unregelmäßigkeiten auf (z. B. Wellungen mit Amplituden, die annähernd die Bankdicke erreichen können). Die Mächtigkeit beträgt einige cm (Bänklein) bis mehrere 10 m.
 5) Als Diabase werden hier und im folgenden die von VUAGNAT (1952: 21/24) beschriebenen "Diabasen albito-chloritiques" bezeichnet, deren Feldspäte die Strukturen "sphérolithique fibroradiée", "arborescente", "intersertale divergente" und "intersertale" (= "Porphyrites arborescentes" in der alten Terminologie von VUAGNAT) aufweisen.
 6) STYGER (1961: 118) hat auf die Schwierigkeiten hingewiesen, die bei der Anwendung der beiden Kriterien, die sich gegenseitig widersprechen können, entstehen. Er hat deshalb noch weitere, feldgeologische Charakteristika zur Abgrenzung herbeigezogen. WEGMANN (1961: 39) hat die Sandsteine südlich von Elm als "Grès du Val d'Illeiez" angesprochen; er benützte offensichtlich den Gehalt an vulkanischen Komponenten als hinreichendes Kriterium: VUAGNAT (1952: 69/70) und der Autor betrachten sie als Taveyannazsandsteine (Typ IV).

stimmten Niveau langsam einsetzt und in allen Sandsteinbänken des "Grès du Val d'Illeiz" regelmäßig auftritt - in einer mit großer Wahrscheinlichkeit von der Schichthöhe abhängigen Häufigkeit. In dieser Arbeit wird deshalb das Auftreten des Diabas als hinreichendes Kennzeichen des "Grès du Val d'Illeiz" betrachtet. Die im stratigraphischen Teil ausgeschiedenen lithostratigraphischen Einheiten sind in Tab. 2, zusammen mit den charakteristischen Gesteinstypen, zusammengestellt (vgl. auch Tab. 4).

Formationen	Formationsglieder	Tektonische Einheit	Vorherrschende Gesteinstypen nach VUAGNAT (1952)
Matter-Formation	Engi-Dachschiefer	Vorstegstockscholle s.s.	Grès de Matt-Gruontal
Elmer-Formation		Vorstegstockscholle s.s. u. Hausstockscholle s.s.	Grès du Val d'Illeiz
Taveyannaz-Formation	Ruchisandstein	Vorstegstockscholle s.s. u. Hausstockscholle s.s.	Grès de Taveyannaz IV
	Muttenbergensandstein	Panixerpaßplatte	Grès de Taveyannaz IV
	Vorstegsandstein	Vorstegstockscholle s.l.	Grès de Taveyannaz II/III+IV

Tab. 2. Die Gliederung des NHF im Sernftal.

Vorbemerkung über das Vorgehen:

Es wurde versucht, vor allem durch unmittelbares Verfolgen der einzelnen Sandstein- und Schieferabfolgen und durch Parallelisieren von tektonischen Strukturen (Falten) die Tektonik herauszuarbeiten. Dieses Verfahren konnte sinnvoll sein, weil im Flysch die Schichtung immer gut erkennbar ist, Aufrecht- und Verkehrtlagen im allgemeinen auseinander zu halten und die Faltenachsen auf Grund der sie begleitenden Intersektionen von Clivage und Schichtung stets präzise einzumessen sind. Voraussetzung ist allerdings das Vorhandensein von ausgedehnten guten Aufschlüssen und einer einfachen Tektonik. Dies ist im Hausstockgebiet gegeben. Die folgende Darstellung beruht denn auch im wesentlichen auf den Messungen von Faltenachsen und Schichtlagen und auf den Feldbuchzeichnungen, die rings um den Hausstock und bei verschiedenen Wetterlagen von allen Karen und Felswänden gemacht wurden¹⁾. In den z.T. versackten oder mit dichtem Baumbewuchs bestandenen Talflanken des eigentlichen Sernftals südlich Matt konnte dieses Verfahren nicht unmittelbar übertragen werden. Ein Überblick über den Stil der Verformung war durch eine möglichst lückenlose Begehung zu gewinnen. Da es sich zeigte, daß die Verbreitung der einzelnen Gesteinstypen keinen Anhaltspunkt für die Annahme größerer Komplikationen liefert, war es möglich, eine vernünftige Lösung der (offenbar einfachen) tektonischen Situation vorzuschlagen.

Auf der Höhe von Matt und nördlich davon sind dann wieder mehrere gut unterscheidbare stratigraphische Einheiten am Aufbau beteiligt, so daß der Bau gut zu rekonstruieren war.

Die bisher kontrovers gebliebene Korrelation der Nordhelvetischen Flyschmassen östlich und westlich des Hausstocks (vgl. OBERHOLZER 1933, 1942; WYSSLING 1950; STYGER 1961; WEGMANN 1961) war der Ausgangspunkt der vorliegenden Untersuchung. Auf der Basis der Arbeit von STYGER, der eine tektonische Gliederung vornehmen konnte und dessen Bezeichnungen hier verwendet werden, sollen im folgenden die einzelnen Elemente soweit besprochen werden, als sich hier wesentliche Differenzen zu STYGER (1961) ergeben haben, jeweils von Westen ausgehend nach Osten.

Diese Elemente sind (von unten nach oben):

1. Panixerpaßplatte und Hausstockscholle
2. Vorstegstockscholle
3. Leiterbergschuppe
4. Verschürfter Taveyannazsandstein

2.1 Panixerpaßplatte und Hausstockscholle

Über Tor, P. 2057.9 (E Tierfehd, im hinteren Linthal) schwingt sich ein Schichtstoß von "Grès de Taveyannaz IV" in mehreren liegenden Antiklinalen nach Süden bis zur Nüschenegg, biegt dort um und steigt zum Nüschenstock auf. Das Liegende sind Globigerinenmergel, mit denen die Taveyannazsandsteine offenbar stratigraphisch verbunden sind. Die Grenze ist tektonisch stark gestört; am besten läßt sie sich am Nüschenegg, über P. 2210 und am Grat über Tor gegen P. 2457.5 rekonstruieren. Die liegenden Globigerinenmergel machen die Umbiegung am Nüschenegg nicht ganz mit: unter dem schutterfüllten Kar von Nüschen ziehen sie zu P. 2402 am Mutenwändli.

Die folgende Darstellung der Fortsetzung nach Süden in die Wände unter Ruchi und Mutenstock weicht nun stark von der Interpretation STYGERs (1961: 81/82, Taf. I) ab (Fig. 1, Photo 1): zwei Sandsteinbänder ziehen in der Westwand unter dem Ruchi durch gegen den Mutenstock, nach Süden leicht ansteigend und in sich intensiv verfaltet mit z. T. sehr steilen Achsenebenen, getrennt durch ein 60 - 100 m mächtiges Schieferband mit zurücktretendem Anteil der Sandsteinbänke. Dieses Schieferband läßt sich wegen der dunkleren Anwitterung deutlich vom kleinen Kar westlich unter dem Ruchi, über P. 2685, gegen Süden bis zum Couloir, welches vom kleinen Sattel zwischen P. 3063 und P. 3050 herunterzieht, verfolgen, wo es dann scheinbar zu diesem Sattel hinaufzieht (Fig. 1, Photo 1). Auf Grund der Lagerung der Sandsteinbänke, die auf der östlichen Flanke des Sattels bei guter Witterung beobachtet werden kann, muß sich aber das Schieferband gegen

1) Die ausgezeichneten photographischen Aufnahmen der Eidg. Landestopographie waren dabei ein wichtiges Hilfsmittel.

Süden nach einem nur kurzen Aufschwung in die steile Nische NW vom Mutenstock hineinerstrecken. Von hier aus gegen Süden sind dann die Gesteine tektonisch so zerhackt, daß das Schieferband morphologisch nicht mehr in Erscheinung tritt. Ein Sandsteinpaket läßt sich noch entlang des Grates bis zum Mutenstock verfolgen, zerlegt in enge Spitzfalten mit bis etwa 45° nach SSE einfallenden Schenkeln.

Die Verbindung nach Norden mit den Sandsteinen vom Nüschentock-Hintersulzhorn geschieht in der von STYGER (1961: 81) beschriebenen Weise durch das dreifache Faltenscharnier auf der Hausstockwestseite: die beiden mächtigen Sandsteinbänke des Hintersulzhorns ziehen an der Basis der sanften und stets mit Schnee bedeckten westlichen Gipfelabdachung des Ruchi vom P. 2923.2 gegen P. 3063. Allerdings kann das tiefere Sandsteinband auf der Ruchiwestseite nicht als tiefe Detailmulde dieser Hausstockumbiegung aufgefaßt werden (STYGER, Taf. I), denn es begleitet das höhere Band auf der ganzen Länge der Ruchi-Mutenstock-Flanke und macht die Antiklinalbiegung zwischen Ruchi und Hintersulzhorn mit, indem es bei P. 2685 mit einer undeutlichen, spitzen Antiklinale in den Schutt nordöstlich des Muttsees abtaucht. Die ganze Flyschabfolge unter dem Ruchi - Mutenstock zeigt alle Anzeichen einer stratigraphischen Einheit (vgl. STYGER 1961: 82); die Sandsteinbänke liegen, von dem Verkehrtschenkeln der Detailfalten abgesehen, stets normal; vom liegenden Sandsteinband in die schiefrige Partie und von dieser in das hangende Sandsteinband ist ein allmählicher Übergang festzustellen durch Abnahme resp. Zunahme sowohl des Sandgehaltes wie der durchschnittlichen Korngröße. Die Globigerinenmergel als Unterlage sind durchwegs unter den Schuttfächern am Fuß der Wand verborgen; erst auf dem Plateau von Muten sind sie wieder aufgeschlossen. In der Ostwand des Ruchi lassen sich dieselben Verhältnisse wie in der Westwand beobachten. Deutlich treten die beiden mächtigen Sandsteinbänke im Hangenden des obren Sandsteinbandes in etwa 3000 m in Erscheinung, erreichen im Sattel gegen Chli Ruchi beinahe den P. 3001, ziehen in selber Höhe ins Kar des Gletscher da Fluaz, erreichen den nordöstlichen Abfall des Hausstocks, biegen mit einer gut sichtbaren Doppelfalte unter P. 2900 in die Tiefe und verschwinden unter dem Alplifirn.

Auf analoge Weise läßt sich das mittlere Schieferband gegen Osten verfolgen, so daß die Struktur und Ausdehnung der Hausstockscholle im groben erfaßt werden kann; unter dem Ruchi im Hintergrund des Kars des Gletscher da Gavirolas bilden die Schiefer eine Verflachung zwischen 2780 und 2850 m. Gegen Süden steigen sie in vielen Kleinfalten an bis etwa 100 m unter den Sattel Ruchi - Mutenstock und fallen dann ruhig mit $10 - 20^{\circ}$ gegen Süden in die Wand nordöstlich unter dem Mutenstock. Gegen Osten streichen die Schiefer in den Felsrücken zwischen Gletscher da Gavirolas und Gletscher da Fluaz zum sanften Sattel zwischen P. 2854 und P. 2706, verschwinden im Gletscher da Fluaz bei P. 2681, überschreiten den Bergrücken Hausstock - P. Fluaz zwischen P. 2910 und P. 2886 und tauchen gegen Norden in den Gletscher da Mer. Auffällig ist die intensive Verfaltung der Schiefer beim Hinuntersteigen gegen Norden in den Gletscher da Fluaz.

Vom Gletscher da Gavirolas bis zum Gletscher da Mer hat STYGER (1961) diese Dachschiefer als Globigerinenmergel angegeben und sie als Fortsetzung des Keils im Fuß der Westwand unter dem Mutenstock interpretiert. Während aber dieser Keil auf dem untern Teil der Wand nur wenig aus dem Schutt herausragt und nicht zum Grat hinaufzieht, handelt es sich bei den besprochenen Schiefen um echte Dachschiefer, mit stellenweise erhöhtem Kalkgehalt. Sie lassen sich gegen Osten ein letztes Mal beobachten in der östlichen Wand des Hausstocks, wo sie vom Sattel zwischen Hausstock und Horen gegen Hausstockegg hinabsteigen und unmittelbar davor in den Moränenschutt des Alpli abbiegen. Damit folgen sie recht genau den beiden mächtigen Sandsteinbänken des Hintersulzhorns, ebenso machen das obere und das untere Sandsteinband als Hangendes und Liegendes zwischen Hintersulzhorn und Hausstock die Verbiegungen des Schieferbandes getreulich mit. Der Innenbau der Hausstockscholle in diesem Abschnitt ist damit festgelegt.

Weniger klar ist der Aufbau östlich des Hausstocks, da in dem zum Streichen schiefen Schnitt der Ruchiwand und der südlichen Talflanke des hinteren Sernftals die intensiv verfalteten Sandsteinbänke und Schieferzwischenlagerungen nicht mehr einzeln oder in Komplexen nach Osten hin verfolgt werden können.

Es gibt hier lediglich einige Beobachtungen, welche als Hinweis für eine Zuordnung des Flyschs der Ruchiwand und der südlichen Talflanke des hintern Sernftals zur Hausstockscholle gelten können.

- Das "Stadschieferfenster von Wichlen" (STYGER 1961:61,88/90, WEGMANN 1961:21/22), (Fig. 4). Die von OBERHOLZER (1942) in der Karte am Fuß des Alpli eingetragenen Globigerinenschiefer sind von STYGER und WEGMANN in der Ausdehnung etwas zu stark eingeschränkt worden. Die Aufschlüsse umfassen im wesentlichen das Gebiet der beiden südlichen Quellbäche des Sernft, die beiderseits des Alpli den Talboden erreichen (WEGMANN 1961:21), dazu muß die Wand unter Färtschen gerechnet werden, wo an der östlichen Flanke, in der Runse, welche auf Silberplanggen ausmündet, auf 1600 m, die Globigerinenmergel in Dachschiefer übergehen, welche nach oben immer mehr Sandsteinbänke einschließen. Die Globigerinenmergel stellen also die stratigraphische Basis der Sandsteine der Ruchiwand dar. Der stratigraphische Zusammenhang der Globigerinenmergel mit den Schieferen ist am besten zu sehen etwa 20 m unterhalb P. 1755, wo sich über einer oberen kleineren Abspaltung des höheren Globigerinenkeils immer mehr Linsen und Schnüre vom cm- und dm-Dicke von Dachschiefern in die Mergel einschalten. Die Dachschiefer sind dabei etwas kalkiger und heller als gewöhnlich und haben oft kleine schwarze, meist pyritische Körnchen, welche als Überreste von Globigerinen gedeutet werden können.

Die Sandsteine am Fuß der südlichen Hänge des hinteren Sernftals von der Ruchiwand bis zum Raimer Bach sind "Grès de Taveyannaz IV", ununterscheidbar von den Sandsteinen des Hausstocks (VUAGNAT 1952:69) und keine "Grès du Val d'Illeaz" wie WEGMANN (1961:39/44) angibt. Zudem streichen die Sandsteine, soweit die Aufschlußverhältnisse die Beobachtungen zulassen, ohne sichtbare tiefgreifende Störung vom Ruchi und Hausstock über die Ruchiwand bis zur Tschinglenschlucht, derart daß die Hauptmasse der Hausstockscholle als Muldensack unter und vor die Jätzalp-Falte geraten ist. Dem entspricht die schiefe Richtung der Faltenachsen im Sattel zwischen Hausstock und Horen: diese fallen mit $40 - 50^{\circ}$ nach SSW ein. Man muß demnach, wie OBERHOLZER (1933:182) vorgeschlagen hat, die Sandsteine des Hausstocks mit den Sandsteinen am südlichen Hang des Sernftals verbinden. Die von WEGMANN (1961:43/44, Fig. 4) postulierte seitliche Ablösung der Hausstockscholle nach Osten durch die Masse der Ruchiwand konnte nicht bestätigt werden. STYGER (1961:95/97) dachte sich die Hausstockscholle dem "Flysch der Rütersegg" oder "Elmer Flysch der Rütersegg", welche ein jüngerer Alter haben sollte, über- und vorgelagert. Aus Raumgründen mußte er dann ein rasches seitliches Auskeilen der Hausstock- und Vorstegstockscholle nach Osten annehmen.

Es verbleibt noch die Darstellung des südlichen Randes der Hausstockscholle; da jedoch unmittelbar südlich des bisher besprochenen Gebietes der Zusammenhang mit dem Gebiet der Mutenberge, des Piz Fluaz und des Panixerpasses wegen tektonischen Störungen nicht unmittelbar beobachtet werden kann, wird vom südlichen Ende des NHF her versucht, den Anschluß an die Hausstockscholle zu bekommen.

Unter den Vorsprüngen von P. 2895. 2 in den Mutenbergen, unter Crap Ner und Piz Fluaz werden die Globigerinenmergel stratigraphisch überlagert durch sehr massige "Grès de Taveyannaz IV" (STYGER 1961:112, 116; VUAGNAT 1952:68); diese ziehen ungefähr horizontal unter allmählichem Ausdünnen und Auskeilen gegen Norden Richtung Mutenstock und Hausstock. Dieser für das Folgende wichtige Tatbestand kann an mehreren Stellen beobachtet werden (Fig. 1-3): an der Ostflanke der Mutenberge streichen die Sandsteinbänke über der Kote 2800 nach Norden bis unter P. 2956, wo das Schichtpaket mit einer mindestens um die Hälfte reduzierten Mächtigkeit unter das Schneefeld unter der Mutenlücke stößt. Auf der andern Seite des Kars von Cavorgia da Vuorz läßt sich schon eine Abnahme der Mächtigkeit des Sandsteins vom Crap Ner nach Norden unter Piz Gavirolas auf einige m erkennen. Am klarsten sind die Verhältnisse auf der östlichen Seite dieses Gebirgsvorsprungs zu sehen. Die sehr massigen Taveyannazsandsteine bauen das etwa 80 m hohe Kliff des Crap Ner auf. Mehr als die untere Hälfte besteht aus praktisch einem einzigen Sandsteinkörper ohne Schiefereneinschlüsse; erst im oberen Teil treten geschichtete Bänke auf. Die Sandsteine unter Crap Ner dünnen nun gegen Norden, etwa nach 700 m, rasch aus, derart, daß jeweils die tiefste Sandsteinbank auskeilt, so daß ein dachziegelartiger Aspekt entsteht. Sie ziehen bis fast unter den Piz Gavirolas, wo noch zwei Bänke übrigbleiben. Die untere, mächtigere Bank wird abrupt abgeschnitten, während die obere sich um die Stirn

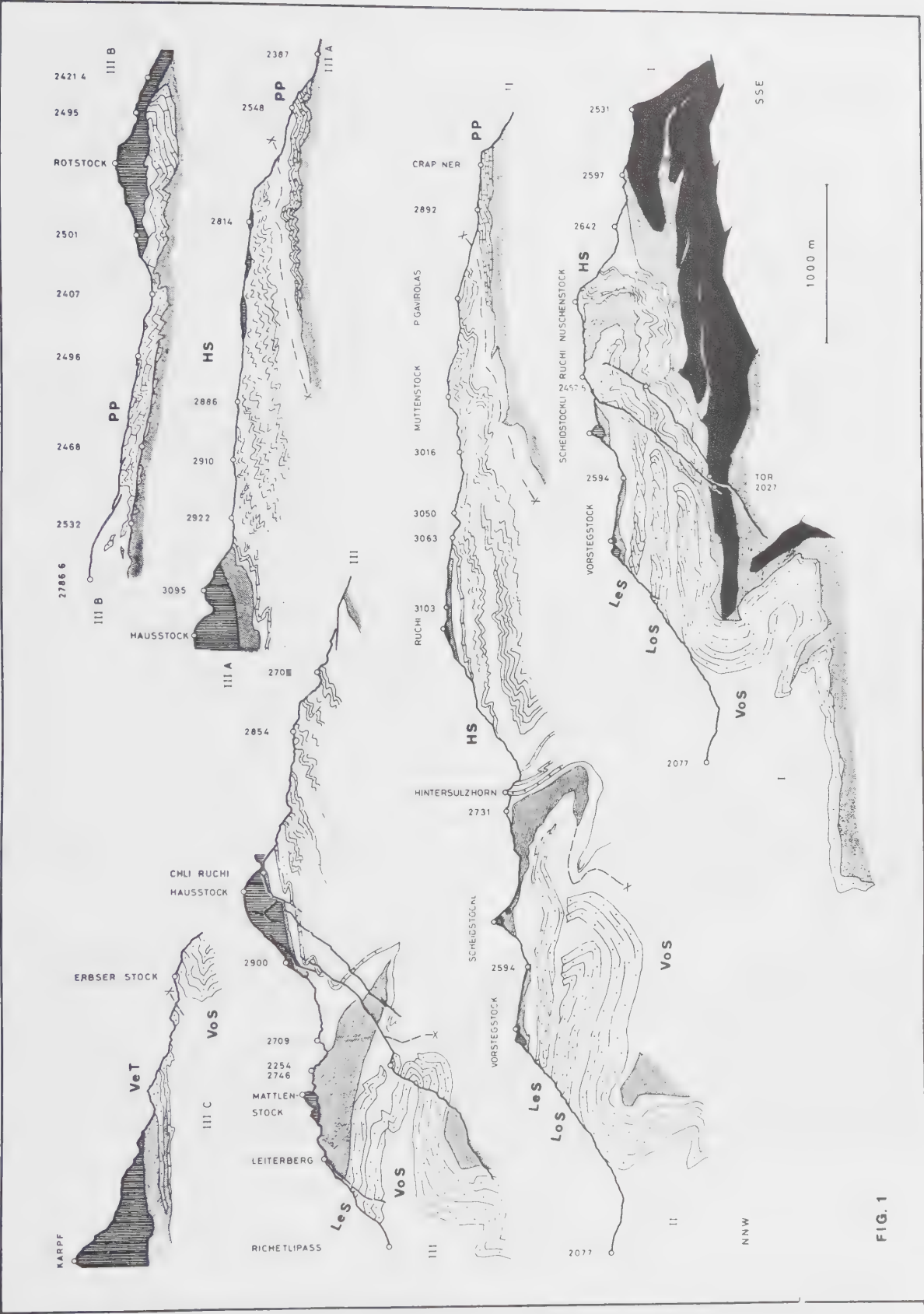


FIG. 1

Fig. 1. Horizontale Parallelprojektionen I bis III im Hausstockgebiet. Legende siehe Fig. 3.

der liegenden Bank schwingt und horizontal noch einige 10 m weiterläuft, bis sie auch auskeilt (Photo 2). Auf der Westseite von Piz Fluaz verschwinden die Sandsteine des Fil di Fluaz unter P. 2863.

Die Sandsteine des Panixerpasses können zwanglos mit den besprochenen Sandsteinen der südlichen Mutenberge, des Crap Ner und des Piz Fluaz korreliert werden (OBERHOLZER 1942, WEGMANN 1961:46, STYGER 1961:94/95)²⁾. Unter dem Rotstock keilen die liegenden Bänke sukzessive gegen Norden aus; die gesamte Mächtigkeit von über 100 m unter dem Rotstock nimmt 1 km weiter nördlich am Panixerpaß (OBERHOLZER 1933: Taf. 26/4) auf ca. 50 m ab (Fig. 2,3).

Die Nordostwand des Grates Chalchhorn - P. 2722 wird von mehreren, z.T. enggepreßten und hohen Faltenzügen eines "Grès de Taveyannaz IV" von bis einigen 10 m Mächtigkeit aufgebaut, der unter allmählichem Ausdünnen noch gerade in die Ruchiwand hineinstreicht, wo er dann nicht mehr in Erscheinung tritt und offenbar ganz auskeilt. Ostwärts fällt die Sandsteinplatte mit der bekannten Flexur unter dem Chalchhorn gegen Walenboden (WEGMANN 1961:46, OBERHOLZER 1933: Taf. 25/6).

Ein normalliegendes Paket von feinkörnigem "Grès de Taveyannaz IV" quert im Dach des Blattengratdivertikels in einer Mächtigkeit von über 20 m auf Kote 1400 m bei P. 1427 den Weg Tschinglenschlucht - Nideren. Der Kontakt mit den liegenden Globigerinenmergeln ist nicht aufgeschlossen, könnte aber wegen des dachschieferähnlichen Habitus stratigraphisch sein. Auf Grund der geometrischen Situation dürfte der Sandstein von Nideren ein Äquivalent der Jätzalp-Falte darstellen; die Ausbildung der Sandsteinbänke läßt sich - abgesehen vom kleineren Korn - ohne weiteres mit denjenigen auf Walenboden vergleichen.

Im Dach dieser an ihrem südlichen Ende abgeschnittenen Sandsteinplatte zieht ein Schieferpaket von den Mutenbergen bis zum Panixerpaß. Die Natur dieser Schiefer ist für das Verhältnis der Panixerplatte zu den Sandsteinbändern des Ruchi und des Hausstock von wesentlicher Bedeutung. STYGER (1961:93/94) betrachtete einerseits, im Gegensatz zu OBERHOLZER (1933, 1942) und HELBLING et al. (1948), die Schiefer über den Sandsteinen des Crap Ner als normale Dachschiefer und räumt die Möglichkeit ein, daß sie die stratigraphische Unterlage der Sandsteine des Piz Gavirolas darstellen. Andererseits sieht er die normale Fortsetzung dieser Schiefer nach Osten in den Grat des Piz Fluaz als Globigerinenmergel an, die hier anscheinend eine Einspitzung des Blattengratdivertikels darstellen sollten. Diese Schiefer sind aber normale Dachschiefer, die sich stratigraphisch zwischen die liegenden Mutenbergensandsteine und die untere Sandsteinfolge der Ruchisandsteine einschalten. Einzig dort, wo die liegenden Sandsteine des Piz Fluaz gegen Norden ausgekilt sind, liegen diese Schiefer direkt auf Globigerinenmergeln und scheinen mit diesen durch einen stratigraphischen Übergang verbunden zu sein.

Die Feldbeobachtungen würden also den Schluß nahelegen, den Flysch von den Mutenbergen bis unter den Ruchi und vom Fil di Fluaz bis unter den Hausstock der gleichen tektonischen Einheit zuzurechnen. Auf Grund von palinspastischen und faziellen Überlegungen (siehe S. 38, 40/41) wird jedoch in Übereinstimmung mit STYGER (1961) die Sandsteinplatte von Walenboden - Panixerpaß - Piz Fluaz - Crap Ner - Mutenbergen als selbständige tektonische Einheit ausgeschieden und eine Trennung in den Dachschiefern im Dach dieser Sandsteinplatte postuliert. Der Bezeichnung WEGMANNs (1961) folgend wird hier diese Sandsteinplatte Panixerpaßplatte genannt, mit einer Abwicklungsbreite von 1 - 2 km. Die nördlich daran anschließenden Sandsteine und Dachschiefer unter Ruchi und Hausstock werden nach STYGER (1961) einer höheren Einheit zugerechnet, der Hausstockscholle; die Abwicklungsbreite ist mit ca. 6 km zu beziffern.

2) STYGER glaubte, eine doppelte Panixerpaßplatte annehmen zu können, wobei nur die tiefere mit den Sandsteinen des Piz Fluaz zu korrelieren wäre. Die höhere müßte dann - zwangsläufig - mit dem tieferen Sandsteinband unter der Ruchiwestflanke verbunden werden, doch zieht dieses südlich des Hausstocks über und nördlich der Panixerpaßplatte vorbei.

2.2 Vorstegstockscholle

.21 Tektonik der Taveyannaz-Formation

STYGER (1961:74 ff.) hat die Tektonik der von ihm aufgestellten Vorstegstockscholle ausführlich beschrieben. Ihre Ausdehnung, besonders die Abgrenzung gegenüber der Hausstockscholle, konnte im wesentlichen bestätigt werden, während die Innentektonik hier abweichend dargestellt wird.

Zwischen den Globigerinenmergeln des Autochthons und des Blattengratdivertikels unter der Hauptüberschiebung sind unter Vorstegstock, Scheidstöckli und Rüchi drei von Dachschiefen getrennte ungefähr horizontal streichende Sandsteinbänder, alle vom Typ Tav. Sdst. II/III + IV, auszuscheiden. Das unterste Sandsteinband biegt gegen Norden bei Windigegg in die Tiefe und bildet bei der "Streuschirus" (719 000 / 194 075) (STYGER 1961:76) eine hohe, enggepreßte Antiklinale, zieht horizontal bis unter den Chilchenstock und trägt über sich stratigraphisch die jüngeren Anteile des NHF (STYGER 1961:77). Das südliche Ende ist klar abgeschnitten und bei P. 2323 synklinal aufwärts verbogen. Dieses tiefste Sandsteinband ist von den hangenden Sandsteinbändern völlig getrennt. Das mittlere Sandsteinband ist an seinem südlichen Ende ebenfalls abgeschnitten und endigt in einer synklinalen Umbiegung etwa 200 m über und südlich der Umbiegung etwa des darunter liegenden Bandes, zieht dann ungefähr horizontal nach Norden und bricht unmittelbar nördlich des Grates Vorstegstock - Chilchenstock mit einer antiklinalen Stirnfalte ab.

Auf der östlichen Flanke von Vorstegstock und Scheidstöckli biegen auch hier die Sandsteinbänder an ihren abgeschnittenen südlichen Enden synklinal um; die Umbiegungsstelle des oberen Bandes liegt jedoch nicht südlich, sondern 300 m nördlich der unteren Umbiegung, die von P. 2351 gekrönt wird (Fig. 1).

Auf der östlichen Seite des Kars von Hintersulz ist das südliche Ende des hangenden Schenkels der Windigegg-Antiklinale (= tiefstes Sandsteinband) in zwei schöne Falten am Schösslilurm gelegt (OBERHOLZER 1933: 182/83, STYGER 1961:85). Er dürfte sich nach Norden in das verkehrt liegende Sandsteinband fortsetzen, das zwischen 2300 und 2400 m von Ober Mättlen gegen den Richetlipaß zieht. Die Verbindung vom Schösslilurm nach Ober Mättlen ist hier wegen der Schuttmasse von Chessel nicht direkt nachweisbar (siehe aber weiter unten, S. 16).

Nach dieser Darstellung würde dann das mittlere Sandsteinband des Vorstegstocks eine eigene Schuppe bilden, die hier Locherlischuppe genannt wird, mit einem abgeschnittenen Nord- und Südende und mit normaler Lagerung. Im Osten, unter dem Hausstock und Leiterberg, tritt dagegen in der gleichen Stellung eine verkehrt liegende Platte auf, die mit dem tiefsten Sandsteinband synklinal zu verbinden ist. Der Wechsel muß sich über dem Kessel von Hintersulz vollziehen.

Es ist nun noch die Struktur der Vorstegstockscholle nach Osten bis ins obere Sernftal abzuklären. Wie STYGER (1961:86/87) darlegt, bildet die Umbiegung am Erbser Stock die östliche Fortsetzung des Windigegg-Gewölbes, das östlich des Richetlipasses beim Hügel P. 2101 aus den Alluvionen des Wichlenmattkesels aufsteigt und in den Erbser Stock zieht, wo der First des Gewölbes das ausgeprägte Gipfelplateau bildet. Nördlich des Erbser Stocks folgen die stratigraphisch verbundenen jüngeren Abfolgen des NHF, die vor dem Gewölbe steil in die Tiefe tauchen. Der Verkehrtchenkel ist offenbar abgerissen: die Unterlage des Erbser Stocks bildet wiederum eine normale Abfolge von "Grès de Taveyannaz II/II - IV" mit der markanten Felswand unter Schiteregg. Die darüberliegende Verflachung östlich von Schiteregg, zwischen 1820 und 1900 m, kann als Kern der Erbser Stock-Umbiegung angesehen werden, mit einigen fast flachen, zerscherten und verkehrtliegenden Sandsteinbänken. Dieser Verflachung kann eine dachschieferreiche schmale Zone zugeordnet werden, die entlang dem Mattbach von Schiteregg gegen Westen bis etwa 400 m westlich P. 1922 zieht, wo sie im Schutt verschwindet. Darüber hinweg schwingt sich der Normalschenkel des Erbser Stock-Gewölbes in die nördliche Flanke des Leiterbergs (zwischen Mattberg und Sol) und zieht mit einer kleinen liegenden Falte unter P. 2093 südwärts bis zum Leiterbergbach, wo sich die Sandsteine in einer großen Synklinale zwischen 1900 und 2050 m verkehrt legen und mit einigen Komplikationen bei P. 2450 Anschluß finden an die verkehrte Platte des Richetlipasses (Fig. 2).

Die mit Moräne überkleisterte Verflachung von Schiteregg und Leger, welche zwischen 1800 und 1900 m in den Leiterbergbach und in den Kern der Erbser Stock-Umbiegung hineinzieht, stellt die schieferreiche Basis der eigentlichen Vorstegstockscholle unter dem Leiterberg dar. STYGER (1961:87) kartierte in diesen Schiefern Sandsteine von seinem Typus der "Basalen Altdorfersandsteine", die nach ihm über den Sandsteinen des Erbser Stocks liegen und die Trennung zu den darüber hinwegziehenden Sandsteinen der Leiterbergsscholle markieren würden. Doch ist diese Konstruktion aus geometrischen Gründen nicht durchführbar: das Erbser Stock-Gewölbe taucht gegen Westen unter die Schuttkegel der nördlichen Flanke des Leiterbergs. Die Stirn mit fast senkrechter Schichtstellung ist noch bei P. 2101 zu erkennen (STYGER 1961:87). Die Verflachung von Schiteregg und Leger hat eine Höhenlage von 1800 bis höchstens 1950 m, und es ist undenkbar, daß die Sandsteine des Erbser Stocks darunter hinwegziehen könnten. Die Schiefer und Sandsteine von Schiteregg und Leger bilden vielmehr das Dach einer tieferen Schuppe der Vorstegstockscholle, die hier Schiteregg-Schuppe genannt wird. Sie wäre ursprünglich nördlich an den Erbser Stock anzuschließen und wird von den rückwärtigen Teilen der Scholle etwas überfahren. Sie baut die horizontal und normal liegenden Bänke der Steilstufe mit dem Wasserfall des Mattbaches auf, zieht unterhalb des Wegs nach Wichlenmatt noch etwa 400 m nach Süden, richtet sich unterhalb Leger synklinal auf und stößt stumpf, soweit die Bedeckung mit Moräne die Beobachtung zuläßt, an die horizontalen Sandsteine der eigentlichen Vorstegstockscholle. Im Norden, unter dem Erbser Stock, läßt sie sich nicht weiter verfolgen, doch werden sich bei der Besprechung der Verhältnisse weiter östlich, gegen Bischofbach, einige Anhaltspunkte für die Fortsetzung und den Vergleich mit Elementen auf der Durnachtal- und Linthalseite ergeben.

Der Anschluß der Sandsteine des Erbser Stocks an die verkehrte Platte des Richetlipasses geschieht, von einigen Komplikationen abgesehen, auf folgende Weise (Fig. 2, 4): 200 m nordöstlich vom P. 2559, auf 2300 m Höhe, streicht eine liegende Antiklinale aus der Wand des Mattberges; der Normalschenkel biegt offensichtlich unter P. 2450 spitz um und bildet die Verkehrtserie bis zum Richetlipaß. Diese Umbiegung ist 1 km weiter südwestlich im gut ausgebildeten Faltenzylinder unter P. 2277, welcher der oberen Schölöliturmumbiegung entspricht, schön zu sehen; das Achsengefälle beträgt dabei 15-20° gegen Südwesten. Der markante Antiklinalbogen, welcher P. 2450 des Ober Leiterbergs aufbaut, hat nur lokale Bedeutung. Damit wäre die Grenze zwischen Hausstock- und Vorstegstockscholle durch den Einschnitt des Leiterbergbaches nördlich vom Siwellenchopf zu ziehen.

Gegen Osten können die basalen Elemente der Vorstegstockscholle wegen der ausgedehnten Sackungsmasse von Ober Erbs nur unvollständig verfolgt werden. Die folgende Rekonstruktion erscheint weitaus am wahrscheinlichsten und wurde auch von STYGER (1961:89,97) als Variante entwickelt:

Am Erbsbach erscheinen zwischen 1550 und 1630 m Globigerinenmergel, teilweise bedeckt von verrutschten Taveyannazsandsteinen, mit einem axialen Gefälle von 10-25° gegen WSW. Diese Globigerinenmergel gehen auf 1600 - 1630 m (die Schichten laufen hier fast hangparallel) fast unvermittelt über in "Grès de Taveyannaz II/III - IV", unter rascher Abnahme des Kalkgehaltes. Der stratigraphische Zusammenhang ist dadurch gesichert, daß sich in den Schiefern, die den basalen Sandsteinen zwischengeschaltet sind, noch Globigerinen finden. Dieser Tatbestand kontrastiert recht deutlich mit den unter der eigentlichen Vorstegstockscholle zu beobachtenden Verhältnissen, wo die basalen Dachschiefer, beispielsweise in der Verflachung von Leger oder in der Umbiegung von Unter Leiterberg, gegen 100 m einzunehmen scheinen. Weiter östlich, im Wald von Chnellis, dringen einige Aufschlüsse von Globigerinenmergel unter einem Blockwerk von versackten Taveyannazsandsteinen und von Moränen an die Oberfläche, und östlich und unter P. 1619.4 im Chleb liegt eine verkehrte Platte von Taveyannazsandstein, die gegen Südosten einfällt. 300 m weiter nördlich, im markanten Sporn unter P. 1940, kann ein mittleres Achsengefälle von 30° gegen ESE bis E beobachtet werden. Man muß also annehmen, daß ein spitzer Keil von Globigerinenmergel, umhüllt von Taveyannazsandstein, von WSW axial aufsteigt, die Talflanke des hinteren Sernftals zwischen Erbsbach und Bischofbach durchstößt und anschließend axial steil nach Osten unter die Alluvionen des Sernftals abtaucht.

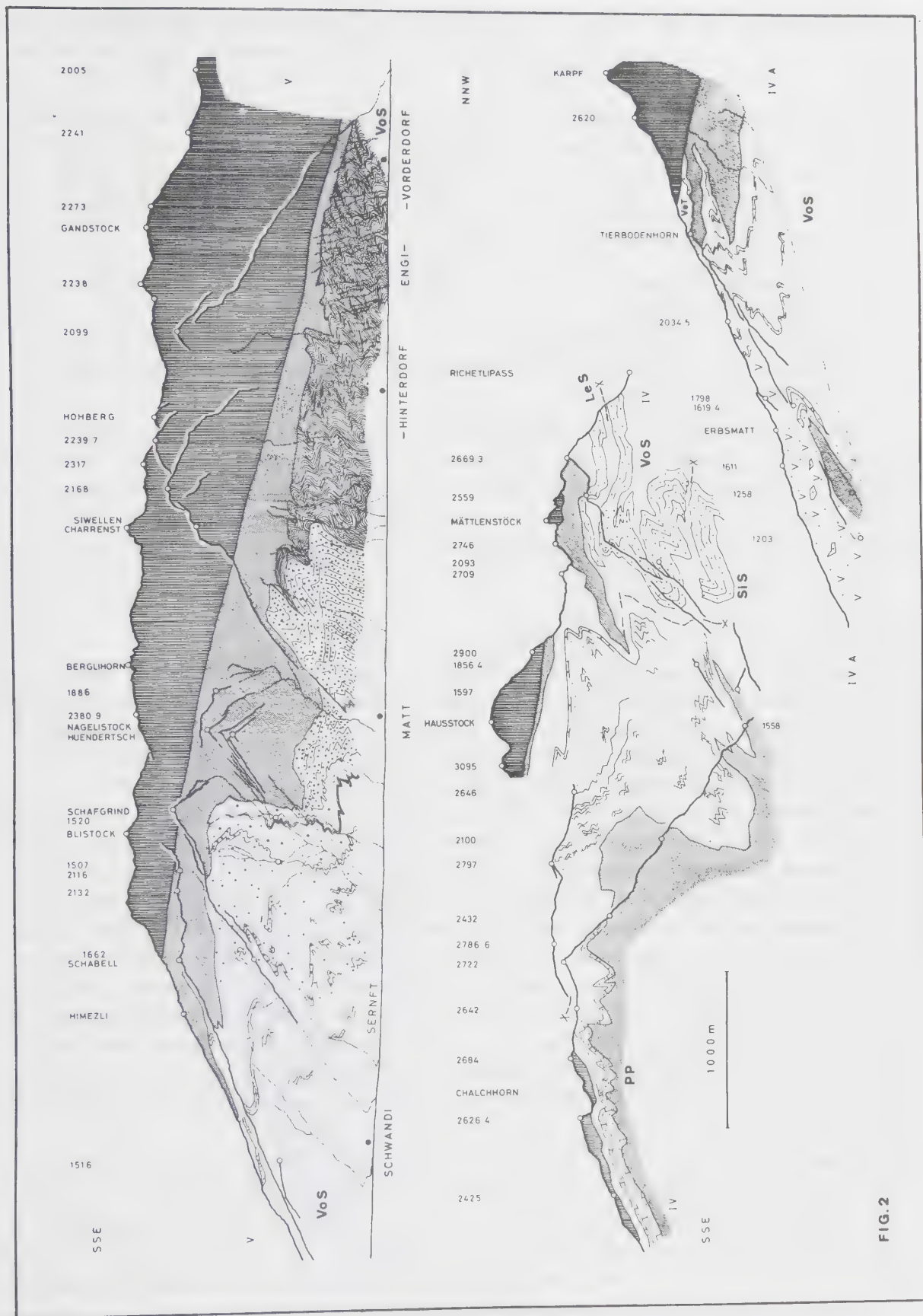


FIG.2

Fig. 2. Horizontale Parallelprojektionen IV und V der Sernftal West-Seite. Legende siehe Fig. 3.

Wie schon STYGER (1961:89) ausführte, ist dieser Keil mit dem Vorgewölbe des Schäferhüttchens im Dur-nachtal und damit mit der Antiklinale der "Streuschirus" (1961/76) zu verbinden und bildet den Kern der Schuppe von Schiteregg.

Östlich des Bischofsbachs sind keine Taveyannazsandsteine der Vorstegstockscholle mehr zu erkennen: mit dem raschen Abtauchen der Schitereggschuppe unter gleichzeitigem Abbiegen der Faltenachsen gegen ENE bis E verschwinden auch die ausgedehnten Sandsteinmassen des Leiterbergs und des Erbser Stocks.

Nach der vorliegenden Rekonstruktion würde die Vorstegstockscholle im Stockwerk des "Grès de Taveyan-naz II/III-IV" die folgenden kohärenten Elemente umfassen:

- die LOCHERLISCHUPPE unter dem Vorstegstock, in der Abwicklung unmittelbar südlich an die Vorsteg-stockscholle s.s. anzuschließen,
- die eigentliche VORSTEGSTOCKSCHOLLE s.s., welche vom Linthal bis ins Sernftal reicht,
- die SCHITEREGGSCHUPPE, das etwas überfahrene nördliche Ende der Vorstegstockscholle unter dem Erbser Stock.

Die Abwicklungsbreite des Taveyannazsandsteins "II/ III+ IV" der Vorstegstockscholle s.l. beträgt im Quer-schnitt Muttsee - Linthal 5 - 5,5 km; davon nimmt die Locherlischuppe einen Raum von etwa 1 km ein. Im Querschnitt des Erbser Stocks sind dafür ungefähr 4 km einzusetzen, davon für die Schitereggschuppe 1,5 km, wobei zu berücksichtigen ist, daß sowohl das nördliche wie das südliche Ende nicht aufgeschlossen bzw. über dem Kar von Wichlenmatt erodiert ist. Die letztgenannten Zahlen beziehen sich nur auf den aufgeschlossenen Teil.

.22 Tektonik der Elmer- und Matterformation

Nördlich an die Taveyannazsandsteine der Vorstegstockscholle und deren Schuppen markiert eine Verfla-chung im Gelände vom Linthal (Guetbächi) über den Richetlipaß (wo die Verhältnisse wegen der Einschuppung einer größeren Taveyannazsandsteinmasse etwas gestört sind) bis zum Erbser Stock und bis zu Chleb eine Zone mit Dachschiefen von mehreren 100 m Mächtigkeit und mit einigen zwischengeschalteten Sandstein-bänken. Diese Dachschiefer machen die Detailstruktur der tieferen Sandsteine vom Typ "II/III+IV" nicht mit, sondern fahren vor den Falten und Schuppen steil nach Norden in die Tiefe. Die liegenden "Grès de Taveyan-naz IV" sind ebenfalls unabhängig in ein Haufenwerk von liegenden Falten und Schuppen zerlegt, die nicht mehr einzeln verfolgt und parallelisiert werden können, da das Gebiet nicht mehr kontinuierlich aufgeschlos-sen ist. Wie STYGER (1961:77) für die Linthalseite gezeigt hat, muß dieser jüngere Flysch mit den Ta-veyannazsandsteinen der Vorstegstockscholle in normalstratigraphischem Zusammenhang stehen. Im Sernftalgebiet sind keine Beobachtungen gemacht worden, die gegen diese Annahme sprechen würden. Die Sand-steinen vom Typ IV sind gegen Norden bis etwa zur Linie Chüebodenrus - Sulzrus anzutreffen. Die obere Grenze ist feldgeologisch nur sehr undeutlich zu ziehen; immerhin deutet die Lagerung der Sandsteinbänke darauf hin, daß der Flysch auf beiden Seiten des Sernft zwischen Elm und Matt in Kaskadenfalten steil nach Norden einfallen muß, so daß Chüebodenrus und Sulzrus die Übergangszone zu den nächst höheren "Grès du Val d'Illiez" der Elmer-Formation darstellen. Der Übergang ist derart fließend, daß eine normalstratigra-phische Verbindung angenommen werden muß.

Damit erhebt sich die Frage, wo der Kontakt der "Grès de Taveyannaz IV" der Hausstockscholle, welche die Talflanke südlich von Elm aufbauen, mit den petrographisch identischen Sandsteinen der Vorstegstock-scholle auf der Talseite östlich von Elm zu suchen sei. Man findet weder von Chnollen nordwärts noch vom Ramintal aus südwärts eine Störung, in welche man mit guten Gründen die Trennung der beiden tektonischen Einheiten legen könnte; eine Trennung, die vom Rüchi bis zum Hausstock von einer tiefen Einspitzung von Globigerinenschiefen aus dem Hangenden begleitet ist. Die Grenze kann man also nur durch den Schutt von Tüniberg ziehen, was auch aus geometrischen Gründen plausibel ist; die Aufschlüsse unter Chnollen würden damit der Vorstegstockscholle, diejenigen im Ausgang des Ramintals der Hausstockscholle zugeordnet.

Talauswärts folgt im Sernftal stratigraphisch an die Elmer-Formation die Matter-Formation, mit den Sandsteinen vom Typ "Grès de Matt-Gruontal" und den Dachschiefern von Engi. Im obersten Teil des sonst uniform aufgebauten Flyschs mit "Grès du Val d'Illez" tritt die Sandsteinbank von Rüschenschweid auf, ein etwas abweichend aufgebauter und Foraminiferen führender Turbidit (siehe S. 42/46). An Hand dieser Sandsteinbank kann die Tektonik der Sandsteinmassen im Sernftal-Querschnitt von Matt recht präzise herausgearbeitet werden:

Südwestlich von Brummbach erhebt sich über dem Talboden im Geißbergwald eine markante Wand, von den Einwohnern von Matt Stoßwand genannt, aufgebaut von Dachschiefern und von "Grès du Val d'Illez", welche hier mit zwei liegenden Antiklinalen gegen Brummbach hinunter falten. In den vom Wald bedeckten Aufschlüssen südlich der Stoßwand tritt erstmals die Bank von Rüschenschweid auf Kote 900 m auf, zieht 200 m gegen Süden bis zur Fallrus (unbezeichnetes Bächlein der Landeskarte, unmittelbar südlich von P. 926) auf 1080 m und zieht in engen Falten ins Geißtal hinauf. Die nächsthöheren, meist zerrütteten Aufschlüsse sind bei 730 940/200 880 und 730 760/200 810 und unmittelbar unter P. 1520 gefunden worden. Die Lagerung der begleitenden Sandsteine macht unwahrscheinlich, daß die Bank von Rüschenschweid gegen den Schafgrind oder eventuell nach Süden gegen Hangeten hinaufzieht. Auf der gegenüberliegenden Talseite, in der normalen Fortsetzung des Streichens, taucht der Muldensack III' des Blattengratdivertikels (BISIG 1957) vom Stuelegghorn ins Krauchthal, mit den Sandsteinbänken des NHF einigermaßen konkordant verzahnt. Die Bank von Rüschenschweid tritt auf dieser Seite erst nördlich von Matt auf. In etwas verrutschter Lage kann sie erstmals 50 m südöstlich von P. 1040 festgestellt werden und zieht dann in gleichmäßig verkehrter Lagerung nach Norden bis zur Schrändenus bei 1330 m, wo sie dann offensichtlich vom Blattengratdivertikel abgeschnitten wird.

In Mittel einige 10 m stratigraphisch über der Bank von Rüschenschweid schalten sich die tiefsten mächtigeren Sandsteine vom Typ "Grès de Matt-Gruontal" ein.

Damit ergibt sich für die Tektonik das folgende Bild:

Auf der westlichen Sernftalseite fallen die "Grès du Val d'Illez" zwischen Chüebodenrus und Bänzigenrus mit Kaskadenfalten steil nach Norden hinein, an den südlichen Enden vom Blattengratdivertikel schief abgeschnitten, so daß gegen Norden immer jüngere Sandsteine mit dem Blattengratdivertikel in Kontakt kommen. Beim Berglibach sticht das Blattengratdivertikel in zwei Spitzen in die Tiefe (Mulde III' nach BISIG 1957). An die Südflanke dieser Mulde stößt der Mattersandstein an die Überschiebungsfläche, nimmt gegen Norden rasch an Mächtigkeit zu und schwingt in engen Kaskadenfalten von P. 1356 gegen Matt, um die Antiklinalen von Stoßwand herum. Vom Berglibach bis Vorder Boligenwald erhebt sich der Sandstein zu einer großen Antiklinale mit leicht überkipptem Verkehrtchenkel und einem tief zerschlitzten und verschuppten Normalschenkel. Als Kern der Antiklinale darf eine Bank von "Grès du Val d'Illez" auf der rechten Seite des Berglibaches, unmittelbar über P. 1037, angesehen werden. Die große Masse der sich talauswärts anschließenden Dachschiefer mit einigen eingeschalteten "Grès de Matt-Gruontal" sind auf einer Länge von 3 km bis zur Mettlenrus aufgeschlossen. Es ist nicht möglich, hier die Detailtektonik auf Grund von Leithorizonten näher zu gliedern und das Ausmaß der tektonischen Anhäufung zu bestimmen.

Auf der östlichen Sernftalseite müssen auf Grund der Lagerung die "Grès du Val d'Illez" ebenfalls zwischen Sulzrus und Chrauchthal in Kaskadenfalten steil nordwärts in die Tiefe tauchen. Jenseits der Mulde III', zwischen Chrauchthal und der Bergsturzmasse der Schlattberge, baut eine wenig gestörte verkehrte Abfolge von Mattersandstein unter schwachem SSE-Fallen die steilen, bewaldeten Hänge der rechten Talseite auf, von der Bodenrus an unterlagert von ebenfalls verkehrt liegenden Dachschiefern. Die zahlreichen Runsen sind begleitet von steilen Verwerfungen von einigen m bis zu 20 m Sprunghöhe, mit abgesetztem südlichen Teil. In diese Abfolge spitzt ein tiefer Keil von vorwiegend Globigerinenmergeln des Blattengratdivertikels. Die Obergrenze zieht vom südlichen Rand der Bergsturzmasse der Schlattberge südwärts, zu Kote 1170 m der Altstafelrus, zu Kote 1150 m der Trittrus und keilt unmittelbar südlich der Rus von Oberrüti auf Kote 990 m aus. Entlang der gewellten Untergrenze (Trittrus 990 m bis Altstafelrus 1050 m) sind die Dachschiefer normal gelagert; der Keil muß also als Synform gedeutet werden. Die Unterlage der Bergsturzmasse erscheint in einem kleinen Fenster in der Speichenrus, das schon OBERHOLZER (1942) in der Karte angegeben

hat. Darin kommt genau beim Übergang der neuen Straße auf Kote 1070 m das Blattengratdivertikel in Kontakt zu den liegenden Dachschiefen; es muß sich nach Norden in die Globigerinenmergel des Mühlebachs fortsetzen, die, mit leicht gewelltem Kontakt, auf 900 - 920 m hier ebenfalls über Dachschiefer liegen und auf der linken Mühlebachtalalseite auf einer Höhe von etwa 1040 bis 1080 m von verkehrt liegendem Mattersandstein überlagert werden. Damit ergibt sich auf dieser Sernftalseite eine gegen 2 km tiefe Blattengratreinspitzung, für welche jedes Äquivalent auf der andern Talalseite fehlt.

Die Abwicklungsbreite im Stockwerk des jüngeren Flyschs ist wegen der intensiven Detailverfaltung schwierig abzuschätzen. Auf der linken Talflanke sind etwa 4 - 5 km, auf der rechten 6 - 7 km aufgeschlossen. Hier weist allein die verkehrte Platte von Mattersandstein eine Länge von 4 km auf.

2.3 Leiterbergschuppe

STYGER (1961:86 ff.) hat über der Vorstegstockscholle ein höheres tektonisches Element ausgeschieden, die Leiterbergscholle, die nach ihm die ganze Flyschunterlage des Leiterbergs umfaßt. Es hat sich gezeigt, daß einerseits nur die höchsten Sandsteine des Leiterbergs, unmittelbar unter der Überschiebung der Globigerinenmergel, von der Vorstegstockscholle abzutrennen sind, daß diese Sandsteine andererseits mit Vorkommen weiter westlich korreliert werden können. Dieses tektonische Element soll hier ebenfalls mit dem Begriff Leiterbergschuppe belegt werden. Es umfaßt nur Taveyannazsandsteine vom Typ II/III+IV. Wie STYGER (1961) in seinem Profil 3, Taf. 1, angibt, ist auf der Linthalseite ein generell horizontales, höchstes Taveyannazsandsteinband unter Vorstegstock, Scheidstöckli und Rüchi ausgebildet. Dieses ist unmittelbar nördlich und unter dem Rüchi in eine enggepreßte, antiklinale Falte gelegt, was von Stygers Darstellung etwas abweicht. Zwischen Rüchi und Nüschenstock wird der leicht südlich fallende Normalschenkel an einer schiefen Fläche deutlich abgeschnitten und ganz leicht synklinal verbogen. Unter Vorstegstock und Scheidstöckli werden die Sandsteinbänke an der Basis diskordant abgeschnitten, so daß der Eindruck entsteht, die Schuppe könnte sich nicht mehr weit gegen N erstrecken. Die Antiklinale des Rüchi ist noch klar erkennbar im Karboden von Ober See, ist dann aber im Kar von Hintersulz nur noch als sanfte Welle südöstlich unter dem Scheidstöckli vorhanden. Das südliche Ende ist auch hier an einer schiefen Fläche abgeschnitten, deren Ausbisslinie etwa 200 m nördlich vom Hintersulzhorn entlang dem markanten Couloir zum Hintersulzfirn hinabläuft. Damit ist die Verbindung mit dem über dem Oberrand des Hintersulzglietlers bis an den Schloßlurm durchziehenden Taveyannazsandsteinwändchen (ausschließlich Typ IV, STYGER 1961:85/86) nicht mehr gegeben. Dieses Wändchen endigt vielmehr nordwärts mit einer antiklinalen Umbiegung, die 200 m südlich des Schloßlurms und, auf der gegenüberliegenden Karseite, über der markanten Seitenmoräne des Hintersulzfirns zwischen 2200 und 2300 m in die Wand hineinläuft und einer Umbiegung der Hausstockscholle am Hünderegg und Nüschenegg entsprechen dürfte, wie dies von OBERHOLZER (1933: 183, 184) dargestellt wurde.

Die Fortsetzung der Leiterbergschuppe gegen Osten ist in der normalliegenden Taveyannazsandsteinplatte zu suchen, welche zwischen 2400 und 2500 m westlich unter Leiterberg und Mättlenstöck unmittelbar unter den Globigerinenmergeln durchzieht und auf der östlichen Bergflanke das von Norden nach Süden streichenden Wändchen aufbaut, das den Kessel von Ober Leiterberg im Westen umrahmt. Das südliche Ende verliert sich im Schutt von Chessel und im Schutt unter der Mättlenfurggel, südlich der Leiterbergrus. Die kleine isolierte Gipfelkappe des Schloßlurms könnte noch das südliche Ende darstellen.

Im Nordabhang des Leiterbergs zieht der Taveyannazsandstein vom Richetlipaß bis unter P. 2559 und steigt mit zwei Falten zu diesem Punkt hinauf. Weiter östlich kann die Leiterbergschuppe nicht mehr erkannt werden, entweder taucht sie im Talhohlraum der hinteren Sernft unter die Alluvionen oder wird tektonisch abgeschnitten.

Diese neue Abgrenzung der Leiterbergschuppe umfaßt also eine im wesentlichen horizontale Platte mit normaler Lagerung mit Taveyannazsandstein Typ II/III+IV, die sich vom Linthal bis zum Sernftal über die Vorstegstockscholle legt.

Auf Grund der Geometrie läßt sich die Leiterbergschuppe ohne Schwierigkeiten südlich an die Vorstegstockscholle anschließen. Die Abwicklungsbreite beträgt 1,5 - 2 km.

2.4 Verschürfter Taveyannazsandstein

Die im Norden der Linie Richetlipaß - Erbser Stock unter dem Blattengratdivertikel vorkommenden losgelösten Massen und Linsen von "Grès de Taveyannaz II/III" und stark zurücktretend "IV", welche meist tektonisch stark überprägt sind, sollen nach dem Vorschlag von STYGER (1961:Taf.II) Verschürfter Taveyannazsandstein genannt werden.

Die Internstruktur dieser verschürften Massen ist im allgemeinen nicht mehr abzuklären, so daß die Abwicklungsbreite nur grob geschätzt werden kann. Am besten ist der Schürfling am Fuß der Ost-Wand des Kars von Wichlenmatt erhalten, unter dem Grat Erbser Stock-Kärpf. Offensichtlich sind zwei Sandsteinabfolgen übereinander gestapelt, die tiefere bis zu 25 m mächtig, in normaler Lagerung, die höhere geringmächtiger und gegen Norden undeutlich ausdünnend, in verkehrter Lagerung. Beide Sandsteinfolgen ziehen ungefähr horizontal bis zum Bacheinschnitt unter P. 2361, wo sie unter dem Schutt verschwinden. Zwischengelagert ist ein dünnes Band Globigerinenmergel, wobei es scheint, daß dieses Band mit dem verkehrten Sandstein stratigraphisch verbunden ist. Das würde bedeuten, daß Teile des Verschürften Taveyannazsandstein in Globigerinenschiefer eingelagert worden wären.

Die Mächtigkeitsschwankungen und die Lagerung der beiden Sandsteinbänder legen nahe, eine liegende Synklinale anzunehmen, wobei der Muldenschluß in den zerhackten Sandsteinen unter P. 2347 zu suchen wäre, so daß sich eine Abwicklungsbreite von annähernd 2 km ergäbe.

Auf Grund der Mächtigkeit und der petrographischen Zusammensetzung (praktisch ausschließlich "Grès de Taveyannaz II/III") wird dieser Verschürfte Taveyannazsandstein an das Süd-Ende der abgeschnittenen Leiterbergscholle angesetzt, und es gibt deutliche Hinweise darauf, den Verschürften Taveyannazsandstein als Südende des Troges von Taveyannazsandstein Typ II/III + IV im NHF anzusehen:

- In der Abwicklung von Vorstegstockscholle, Leiterbergschuppe und Verschürftem Taveyannazsandstein nimmt der Anteil des Sandsteintyps IV immer mehr ab, wobei offenbar die Sandsteinbänke nach Süden auskeilen, und im Verschürften Taveyannazsandstein ist dieser Sandsteintyp nur noch vereinzelt vertreten.
- Von der Windigeggantiklinale an südwärts nimmt die Mächtigkeit der Dachschiefer an der Basis der Sandsteinabfolge, über den Globigerinenschiefern, ziemlich gleichmäßig ab und diese Dachschiefer verschwinden in den südlichsten Elementen des Verschürften Taveyannazsandsteins.
- In derselben Abwicklung wird die Sandsteinabfolge vom Typ II/III + IV von der Windigeggumbiegung an südwärts kontinuierlich geringmächtiger, und es scheint, daß in den höchsten Elementen des Verschürften Taveyannazsandsteins sich die ganze Abfolge auf einige m reduziert hat.

2.5 Isolierte Vorkommen spezieller tektonischer Stellung

Neben den bis dahin besprochenen Einheiten, deren Stellung und Abgrenzung seit OBERHOLZER (1933) in großen Zügen bekannt war, sollen hier einige Flyschvorkommen aufgeführt werden, die nur lokal vorkommen und deren tektonische Stellung nicht mit einem der bisher behandelten Elemente verglichen werden kann.

.51 Vulkanitfreier Sandstein unter der Schitereggshuppe der Vorstegstockscholle
(Sandsteinvorkommen von Rinderboden)

Südlich unter dem Erbser Stock schneidet der Mattbach im Rinderboden. Im Schutt unter der Wand von Schiteregg zwischen 1570 und 1620 m, ein isoliertes Paket annähernd hangparalleler Sandsteinplatten von total etwa 5 m sichtbarer Mächtigkeit an. Der Kontakt mit den hangenden Sandsteinen von Schiteregg ist nicht aufgeschlossen, doch scheint sich ein Dachschieferband von etwa 10 m Mächtigkeit, das am Fuße der Wand von Schiteregg teilweise aufgeschlossen ist, dazwischenzuschalten. Das Vorkommen von Rinderboden ist deswegen bemerkenswert, weil es eine anscheinend nicht aufgearbeitete Fauna enthält (siehe S. 52).

.52 Flyschsandstein über der Torkopfschuppe.

Über Tor, P. 2057.9, entwickelt sich über den Globigerinenmergeln ein Dachschiefer, in welchem feinkörnige Sandsteine eingelagert sind. Eine größere Sandsteinabfolge von etwa 5 m Mächtigkeit läßt sich über der Torkopfschuppe, vom Grat über P. 2057.9, auf 2100 m Höhe, nach NE bis gegen P. 2027 verfolgen. Sie liegt über den Globigerinenmergeln mit einem schmalen Band von zwischengeschalteten Dachschiefern von höchstens einigen m Mächtigkeit.

Die Zuordnung zu einem Gesteinstyp von VUAGNAT (1952) ist wegen der Kleinheit der Komponenten nicht eindeutig, und ein Vergleich mit Vorkommen in analoger Stellung - variété aberrante de l'espèce IV (VUAGNAT(1952:78), "Grès de Taveyannaz IV b" (MERCANTON 1963:61) oder "Malorschichten" (FREY 1965:96/97) - ist nicht möglich. Es fehlen arboreszierende Diabase und die Zusammensetzung könnte am ehesten dem Typ IV entsprechen. Auf 2130 m erscheinen wieder Globigerinenmergel, die der darüber hinwegziehenden Hausstockscholle zuzuordnen sind.

Auf Grund der ruhigen Lagerung können diese Dachschiefer und Sandsteine mit großer Wahrscheinlichkeit der unmittelbar liegenden Torkopfschuppe zugerechnet werden.

.53 Taveyannazsandsteine des Blattengratdivertikels

In der Sulzrus, einem rechten Seitenbach der Sernft nördlich von Elm, genau bei P. 1382 des Übersichtsplans 1:10 000, findet ein stratigraphischer Übergang von verkehrtliegenden Globigerinenmergeln in Dachschiefer mit einigen eingeschalteten feinkörnigen Sandkalkbänken statt. Diese führen etwas Effusivmaterial in der Art des Typ IV. Weniger als 20 m topographisch unter diesem Übergang stecken in den Schiefern normalliegende Feindsandbänke mit seltenen Diabaskomponenten, entsprechend den Übergangsschichten von "Grès de Taveyannaz IV" zu "Grès du Val d'Iliez". Diese normalliegenden Sandbänke sind also schon der Vorstegstockscholle zuzurechnen.

Dies ist die Stelle, wo OBERHOLER (1933:426/427)³⁾ auf einen scheinbar normalstratigraphischen Übergang des Blattengratdivertikels in den jüngeren NHF hinwies. Tatsächlich existiert ein Übergang, nur betrifft er eine ganz geringmächtige Feinsand-Dachschieferabfolge.

Die Auflagerungsfläche des Blattengratdivertikels zieht nordwärts in recht ruhiger Lagerung bis zum Stuelegghorn hinauf und die in den Globigerinenschiefern eingelagerten Sandsteinbänke scheinen die Überschiebungsfläche zu begleiten, doch die Mächtigkeit der ganzen Abfolge dürfte nirgends über ca. 15 m hinausgehen.

2.6 Zusammenfassung der Tektonik

In formaler Hinsicht folgt die hier vorgenommene tektonische Gliederung im wesentlichen dem Vorschlag der auf J. OBERHOLER basierenden Untersuchungen von STYGER (1961) und WEGMANN (1961), doch haben sich in der Abgrenzung und Zuordnung der einzelnen tektonischen Elemente Unterschiede ergeben. Der

3) Oberholzer gibt die Höhe in der Sulzrus mit 1260 m an. Die Differenz beruht auf der Ungenauigkeit des Siegfriedatlases; seine Beschreibung der Lokalität entspricht genau dem P. 1382.

NHF des Hausstockgebietes muß demnach in zwei übereinander gestellte Groseinheiten gegliedert werden, die wiederum in kleinere Teileinheiten aufgespalten sind. Die Einheiten sind, von unten nach oben:

A. Zur tieferen (in der Abwicklung nördlicheren) Groseinheit gehörig
(Hausstockscholle s.l.).

1) Panixerpaßplatte, stratigraphisch mit den Nummulitenbildungen der Jätzalp-Falte, der Gavirolas- und Kistenpaß-Schuppe verbunden. Die Taveyannazsandsteine sind alle vom Typ IV und keilen nordwärts aus. Die Panixerpaßplatte wird an ihrem rückwärtigen Ende von subhelvetischen Elementen an einer schiefen Fläche tektonisch abgeschnitten.

2) Hausstockscholle s.s., mit Taveyannazsandsteinen vom Typ IV; die Hausstockscholle ist auf Grund der Ausbildung der Sandsteine an ihrem Nordrande unmittelbar südlich der Panixerpaßplatte zu beheimaten. Das südliche Ende der Hausstockscholle ist ebenfalls ein tektonischer Schnitt.

B. Zur höheren (in der Abwicklung südlicheren) Groseinheit gehörig
(Vorsteigstockscholle s.l.).

3) Vorsteigstockscholle s.s., mit Taveyannazsandstein vom Typ II/III + IV, mit "Grès du Val d' Illiez" und "Grès de Matt-Grountal". Das nördliche Ende der Vorsteigstockscholle s.s. ist nicht aufgeschlossen: die basalen Sandsteine (= Vorsteigsandstein) verschwinden unter dem Chilchenstock, im Durnachtal und im hintern Sernftal im Gehängeschutt, die höheren Abfolgen (= Ruchisandstein, Elmer- und Matter-Formation) tauchen im Linthal und Sernftal z.T. unter den Talboden, z.T. werden sie von der Hauptüberschiebung abgeschnitten. Der Vorsteigsandstein mit - Taveyannazsandstein II/III + IV - ist deutlich verschuppt und in großem Maßstab verfaltet. Am Nordende läßt sich auf der Sernftalseite eine kleine überfahrende Schuppe, die Schitereggschuppe, am Südende, auf der Linthalseite, die Locherlischuppe abtrennen. Die Hauptmasse der Vorsteigstockscholle s.s. (Ruchisandstein, Elmer- und Matter-Formation) ist in steiler bis verkehrter Stellung nördlich vor dem Vorsteigsandstein gelagert. Tektonische Großstrukturen lassen sich in diesem Abschnitt nur in genereller Weise angeben. Das rückwärtige Ende der Vorsteigstockscholle s.s. ist ein tektonischer schiefer Schnitt, überlagert im Vorsteigsandstein von höheren tektonischen Einheiten des NHF (siehe unten), in den stratigraphisch höheren Teilen vom Blattengratdivertikel.

4) Leiterbergschuppe, bestehend aus Taveyannazsandstein Typ II/III + IV (= Vorsteigsandstein) und unmittelbar anzuschließen an den Vorsteigsandstein am südlichen Ende der Vorsteigstockscholle s.s.. Die Sandsteine der Leiterbergschuppe dünnen südwärts aus (vor allem der Anteil des Typs IV geht zurück) und werden am rückwärtigen Ende der Schuppe ebenfalls tektonisch abgeschnitten. Höhere Sandsteine fehlen; es ist denkbar, daß südliche Teile des Ruchisandsteins und der Elmer-Formation der Vorsteigstockscholle s.s. ursprünglich über der Leiterbergschuppe gelegen haben.

5) Verschürfter Taveyannazsandstein, ausschließlich (?) Sandsteine vom Typ II/III. Diese Massen sind in isolierten und tektonisch zerrissenen Linsen vor dem Hausstock unter der Überschiebungsfäche des Blattengratdivertikels angehäuft. Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine sowie der Schichtungscharakter sprechen dafür, daß dieser Sandstein unmittelbar südlich an den Vorsteigsandstein der Leiterbergschuppe anzuschließen ist und daß dieser im Verschürften Taveyannazsandstein südwärts stratigraphisch auskeilt; mit einiger Wahrscheinlichkeit befindet man sich also hier am Südrande der Schüttung des Taveyannazsandsteins II/III + IV (Vorsteigsandstein).

Die paläogeographische Stellung der Vorsteigstockscholle s.l. und ihre Beziehung zur Hausstockscholle s.l. ist im Hausstockgebiet nicht abzuleiten. Sicher ist sie internerer Herkunft als diese, deren Stellung auf Grund des Zusammenhangs mit der Panixerplatte, die sicher auf der Limmernkulmination zu beheimaten ist, eindeutig festzulegen ist⁴⁾. FREY hat auf der rechten Linthalseite den Taveyannazsandstein des Malor

4) Es ist undenkbar, daß die Panixerpaßplatte um wesentliche Beträge gegenüber den liegenden Globigerinenmergeln und Nummulitenbildungen abgeglitten sein könnte, wenn man sich vor Augen hält, wie die dicken Sandsteinbänke des Mutenbergensandsteins unmittelbar über diesen Mergeln tektonisch ungestört nordwärts in dünne Laminae auslaufen.

Der Mutenbergensandstein der Panixerpaßplatte ist nördlich an den Ruchisandstein der Hausstockscholle angesetzt worden, da die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine sowie der Schichtungscharakter

und des Chamerstock-Ostfußes in Beziehung gebracht mit mittelhelveticen (d.h. nördlich an die Drusberg-Decke anzuschließenden) Blattengratelelementen unter und südlich des Malor (1965:96-102, 110, 127/128). FREY weist eine stratigraphische Verbindung zwischen den Malorschichten, die unzweifelhaft aus Globigerinenmergeln des Blattengratdivertikels hervorgehen und konglomeratische Einschaltungen aufweisen, z.T. mit Effusivkomponenten, und den Ahornenschichten an der Basis des genannten Taveyannazsandsteins, nach. Er nimmt deshalb an, daß "Am Malor-Ostabfall (..) eine von den Nummulitenschichten bis in die Taveyannaz-Serie reichende Schichtabfolge vor(liegt)" (1965:97, vgl. 88/90)⁵⁾.

Der Taveyannazsandstein des Malor läßt sich nun zwanglos mit der Vorstegstockscholle s.s. parallelisieren, speziell mit dem mittleren Abschnitt dieser Scholle. Der Taveyannazsandstein des Malor ist dem Vorstegsandstein gleichzusetzen (FREY 1965:115/20) und trägt über sich die Äquivalente des Ruchisandsteins und basale Teile der Elmer-Formation (FREY 1965:121/23).

Die einzelnen Synklinal- und Antiklinal-Umbiegungen des Vorstegsandsteins am Malor sind in analoger Weise ostwärts bis ins Sernftal ausgebildet:

Eine liegende doppelte Synklinale ist vom Leiterberg bis zum Malor entwickelt; von den drei Synklinalen des Leiterbergs ist die tiefste der - hier zurückgebliebenen - Umbiegung des Windigegg-Verkehrtschenkels gleichzusetzen. Die höchste, unter P. 2450 am Leiterberg nur undeutlich entwickelt, ist nach ihrem Abtauchen unter P. 2277 (E der Mättlenstöck) als prachtvoller Zylinder aufgeschlossen. Die beiden Umbiegungen ziehen dann recht gleichmäßig in WSW-Richtung in ca. 1900 resp. 2100 m Höhe (Basis der Normal-schenkel) bis unter den Vorstegstock. Über das Linthal hinweg tauchen sie in genau westlicher Richtung auf 1300 resp. 1500 m zum Malor ab. Wenig südwärts von den liegenden Synklinalumbiegungen schneidet jeweils eine schiefe tektonische Fläche den Vorstegsandstein ab. Die Erbser Stock- und die Windigeggumbiegung, sowie Schiteregg- und Streuschirus-Aufschiebung entsprechen einem Haufenwerk von Falten und Aufschiebungen in analoger Stellung auf der linken Linthalseite (unter dem Chamerstock).

Ein Äquivalent der Hausstockscholle fehlt anscheinend in der östlichen Claridenkette; möglicherweise könnten zwar auf Grund ihrer Position die isolierten Taveyannazsandstein-Vorkommen von Wangen, falls sie nicht versackt sind, die westliche (verkümmerte) Fortsetzung der Hausstockscholle darstellen.

Da nun die Hausstockscholle s.l. sicher autochthon bis höchstens parautochthon angenommen werden muß und die Vorstegstockscholle s.l. mit großer Wahrscheinlichkeit in einem weit südlicheren Bereich zu beheimaten ist, muß eine tiefgreifende tektonische Trennung zwischen den beiden Einheiten existieren, wie dies auch von TRÜMPY (1969:127, Taf. II) dargestellt worden ist. Der im Linthal und Sernftal fehlende Streifen des Flyschtrogs, zwischen Hausstock- und Vorstegstockscholle, könnte als nördliche Fortsetzung der Vorstegstockscholle ohne weiteres unter den Talboden hinein projiziert werden, doch darf auf Grund der lithologischen Analogien der Taveyannazsandstein der Wageten in diesen Streifen hinein verlegt werden. FREY (1965:140/41) gibt eine Mächtigkeit von 40-45 m für den Taveyannazsandstein der Wageten, offenbar ein Äquivalent des Vorstegsandsteins (mit Typ II/III + IV), an. Dies entspricht recht genau der Mächtigkeit des Vorstegsandsteins am nördlichen Ende der Vorstegstockscholle vor dem Chilchenstock, so daß der Flysch der Wageten nördlich dieser Einheit anzusetzen wäre.

ter dieser Konstruktion nicht widersprechen (S. 38/39). An sich wäre es möglich, den Muttenbergsandstein als stratigraphische Unterlage des Ruchisandstein anzusehen, und damit die Panixerpaßplatte als basales Glied der Hausstockscholle s.s. zu behandeln, um so mehr, da keine eindeutige tektonische Trennung (mit Globigerinenmergeln) zwischen Panixerpaßplatte und Hausstockscholle s.s. nachgewiesen werden kann. Die in den Profilen und Abwicklungen dargestellte gegenseitige Beziehung ist daher ziemlich arbiträr, doch ist sie für die palinospastische Stellung der Hausstockscholle s.l. ohne wesentliche Bedeutung (Fig. 13, 14).

- 5) In diesem Profil fehlen zwar die für die Malorschichten charakteristischen konglomeratischen Einstreuungen, so daß die Zuweisung der Schiefer der normalstratigraphischen Unterlage der Taveyannazsandsteine zu den Malorschichten angezweifelt werden könnte. Bei einer Vergleichsbegehung sah sie der Autor eher als siltige Dachschiefer an. Die vulkanischen Komponenten in den konglomeratischen Einstreuungen der Malorschichten sowie deren eindeutig stratigraphischen Zusammenhang mit dem Taveyannazsandstein nordwestlich der Claridenhütte (FREY 1965:110) und mit den Ahornenschichten südöstlich des Alpbergs (1965:96) machen aber, solange keine Argumente dagegen vorliegen, eine stratigraphische Verbindung der Blattengratelelemente mit dem Taveyannazsandstein des Malor in großem Maße wahrscheinlich.

Eine zweite Möglichkeit der Heimweisung des Vorstegsandsteins der Wageten ist die folgende: östlich des Erbser Stocks wird der Raum zwischen der rückwärtigen Hausstockschole, deren Achsen SW - NE streichen und dem Ruchisandstein der Vorstegstockschole mit WSW - ENE verlaufenden Achsen, über dem Tal des hintern Sernft immer mehr eingeengt und man kann sich ohne weiteres vorstellen, daß der Vorstegsandstein der Vorstegstockschole östlich vom Erbser Stock aus tektonischen Gründen fehlt (vgl. STYGER 1961:97). Der Taveyannazsandstein der Wageten läßt sich auch hier ohne Schwierigkeiten östlich an den Sandstein des Erbser Stocks ansetzen. Beim Vormarsch der Vorstegstockschole wäre der Vorstegsandstein östlich des Erbser Stocks zurückgeblieben und dann erst bei der *mis en place* der Wageten (an den Alpenrand) verfrachtet worden. Diese Rekonstruktion ist dann im Auge zu behalten, wenn sich für die Vorstegstockschole eine nördlichere als die von FREY (1965) postulierte Abkunft erweisen sollte und sich der Taveyannazsandstein der Wageten aus palinspastischen Gründen nicht mehr nördlich an letzterer ansetzen läßt. Eine Beheimatung am Südrande des Verschürften Taveyannazsandsteins oder der Leiterbergsschuppe scheint aus lithologischen Gründen ausgeschlossen.

Fig. 4. Geologie des Kars von Wichlen, Maßstab 1:20 000.

u: basale Dachschiefer des Ruchisandsteins (= unterstes Dachschieferband der Ruchiwestwand) und basale Dachschiefer des Vorstegsandsteins. Die Grenze zwischen Hausstockschole und Vorstegstockschole dürfte ungefähr entlang des Leiterbergbaches verlaufen. m: mittleres Dachschieferband der Ruchiwestwand, o: oberstes Dachschieferband der Ruchiwestwand, e: Dachschiefer im Kern der Erbser Stock-Umbiegung (Vorstegstockschole), v: Dachschiefer an der Basis der Leiterbergsschuppe.

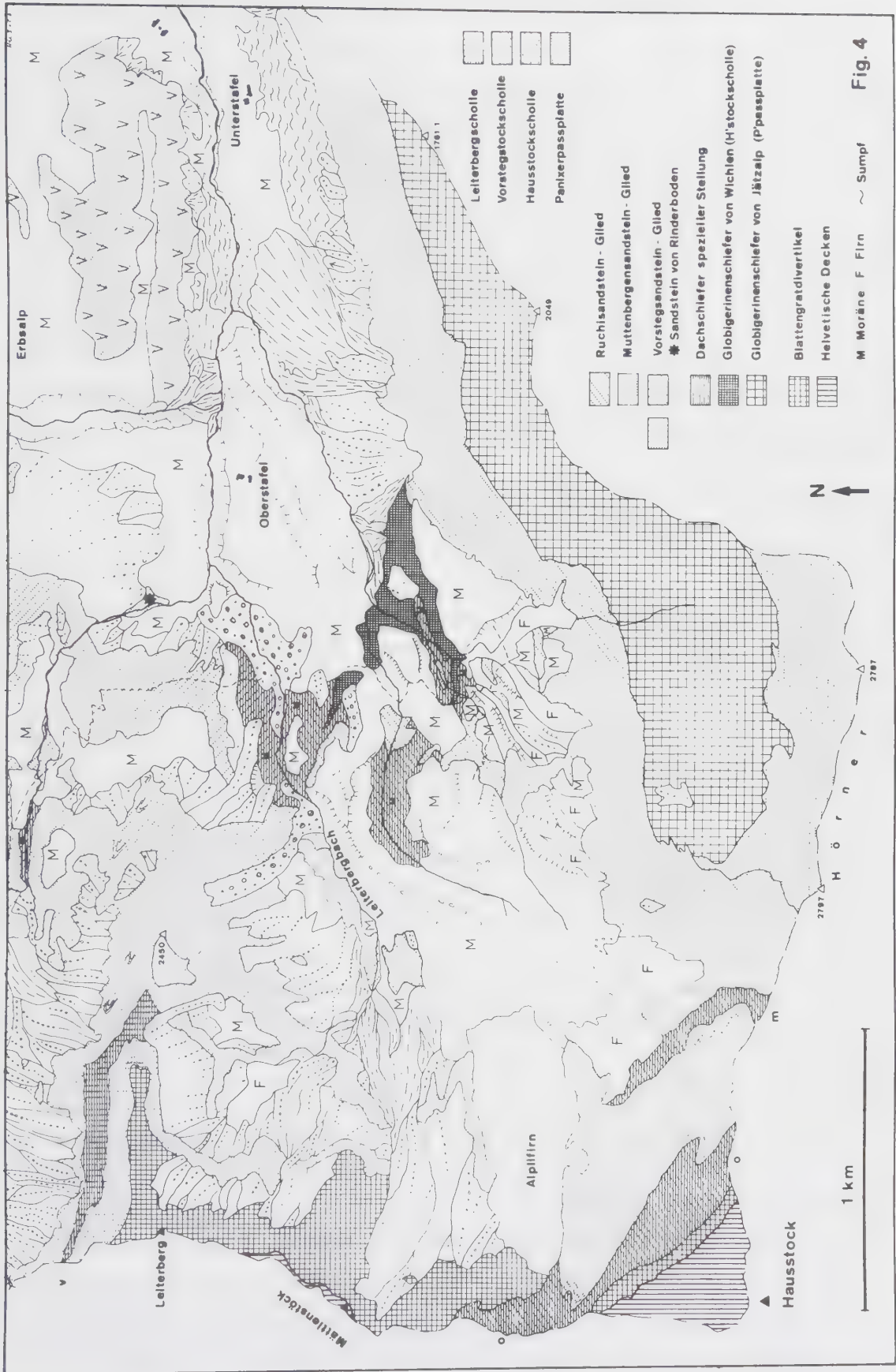


Fig. 4

3. Die Stratigraphie des NHF

3.1 Taveyannaz-Formation

Dieser Formation ordnen wir die basalen Bildungen des NHF über den Globigerinenmergeln zu, bestehend aus Dachschiefen und Sandsteinbänken bis zu mehreren m Mächtigkeit. Die Sandsteine entsprechend nach ihrer petrographischen Zusammensetzung den Typen II, III oder IV nach VUAGNAT (1952), d. h. mit den vulkanischen Komponenten Andesit und Spilit aber ohne Diabase (VUAGNAT 1952).

Die Sandsteinbänke werden von Dachschiefen durchschossen, mit Mächtigkeiten von einigen cm bis mehreren m. Stellenweise treten die Sandsteinbänke derart zurück, daß sandarme Bänder von Dachschiefer in Mächtigkeiten bis über 100 m auftreten können. Es sind kalkarme (sehr selten kalkfreie) Tonschiefer mit Siltaminae von Bruchteilen von mm bis zu mehreren cm Dicke, welche wiederum von ebenen, gewellten oder schrägen Laminae durchsetzt werden können. Die Farbe ist grau bis fast schwarz, mit einem Stich nach blau, abhängig vor allem vom Kalkgehalt und von der Verwitterung, welche tief ins Anstehende greifen kann¹⁾. Fast stets kann beobachtet werden, daß der Siltgehalt, d.h. die Mächtigkeit der Siltaminae umsomehr zurücktritt, je mächtiger das Schieferband insgesamt ist, d.h. je weiter entfernt die nächste größere Sandsteinbank ist.

Es können durch Übergänge miteinander verbundene Typen mit ähnlichem Sedimentationscharakter und vergleichbarem Silt-Ton-Verhältnis unterschieden werden.

- a) In der Nähe von Sandsteinbänken findet sich ein hohes Silt/Ton-Verhältnis²⁾ (1:1 bis 1:5) mit mehreren cm mächtigen Siltlaminae von unregelmäßiger Dicke. Strömungsmarken sind häufig und noch recht groß (bis 10 cm lang). Die einzelnen Siltschichten sind oft in sich laminiert, convoluiert oder schräggeschichtet und keilen lateral nach einigen m aus. Die Dachschiefer sind durch das Gewicht der hangenden Sandsteine mehr oder weniger deformiert: die Schichtflächen können leicht bis stark gewellt oder schwach gefaltet sein, je nach Mächtigkeit der hangenden Sandsteinbank; die Deformation kann soweit gehen, daß Dachschiefer von der Sandsteinbank schief abgeschnitten und Dachschieferbänder in Mächtigkeiten bis zu 1 m in Linsen aufgelöst oder vom Sandstein völlig "verdaut" werden. Die Reste der Dachschieferzüge sind dann als verbogene Fetzen im Sandstein eingeschlossen (DE QUERVAIN 1928:60, Fig. 12/14); in diesen Fällen läßt sich nicht entscheiden, inwieweit synsedimentäre Gleitungen oder intraformationelle Erosionen eine Rolle gespielt haben. Das auffälligste Beispiel findet sich in der Vorstegstockscholle, im Westgrat des Vorstegstockgipfels unter Locherli. Schon aus der Distanz, von Tor aus, kann das Verschwinden von 1/2 m mächtigen Dachschieferzügen nach Westen und Norden in massige Sandsteinbänke beobachtet werden.
- b) Bei weiterem Zurücktreten des Siltanteils (ca. 1:5 bis 1:15) entwickeln sich feine Siltbänke bis zu einigen cm Dicke, die sich lateral in gleicher Mächtigkeit bis über einige 10 m erstrecken können. Sie können homogen, fein laminiert oder leicht schräggeschichtet sein. Das Siltbänkelein ist häufig bucklig verbogen, mit Amplituden bis etwa Schichtdicke. Die Unterfläche ist fast immer mit vielen feinen Fließmarken besetzt, die offensichtlich umso kleiner sind, je weniger mächtig die Siltbank ausgebildet ist. Dabei kann die Siltbank in eine Reihe von Knötchen von unregelmäßiger bis becherförmiger (konkave Seite oben) Form aufgelöst werden, welche dadurch entsteht, daß die Siltschüttung nur gerade ausreicht, die Strömungsmarken (vorzugsweise Flute Marks) zu füllen.

1) Bis N3/O und dunkler im bergfrischen Zustand; N4/O, N5/O bis N6/O in der Anwitterung (nach MUNSELL COLOR CHART).

2) Darunter wird das Verhältnis Siltstein zu Schiefen verstanden. Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Siltanteil der in den Schiefen eingeschlossenen Laminae nicht in das Verhältnis eingeht. Zum Siltstein sind alle Siltbänke mit einer Mächtigkeit von über einigen cm gerechnet worden; das Silt/Ton-Verhältnis gibt demnach nicht den Quotienten von zwei Korngrößenfraktionen in einem bestimmten Profilabschnitt an, sondern das Verhältnis der Menge des in Bänken sedimentierten Siltes zu der Menge des in feinsten Wechsellagerung vorhandenen Silt- und Tonmaterials.

Synsedimentäre Gleitstrukturen sind ebenfalls kaum mit Sicherheit feststellbar, dagegen durchschlagen hin und wieder feine Siltgänge von einigen mm Dicke die tonigeren Partien der Dachschiefer.

- c) In den mächtigeren Dachschieferbändern tritt regelmäßig und in großen Massen der eigentliche Dachschiefer auf, wie er etwa in den Schieferbrüchen am Plattenberg bei Elm (WEGMANN 1961:40) bis zum Bergsturz 1881 ausgebeutet wurde, mit Clivageflächen, die die Schichtebene fast stets mehr oder weniger schief durchschneiden. Die Siltlaminae sind kaum dicker als 1 bis 2 mm. Die laterale Ausdehnung beträgt höchstens einige dm, wobei sie sich seitlich überlappen. Im Profil treten sie geschart auf mit bis zu 10 Bänklein, manchmal in dachziegelförmiger Lagerung (vgl. Photo 8). Dabei sind diese einzelnen Laminae immer deutlich voneinander durch Tonlagen getrennt, so daß sie sich unterscheiden von laminierten oder schräggegeschichteten Siltbänklein der Dachschiefer vom Typus a) oder b). Die Unterseite der Laminae kann in feine Wülstchen gegliedert sein. Auffällig ist die Tatsache, daß die Obergrenze der Laminae generell schärfer ausgebildet ist als deren Untergrenze, wo sich eher ein allmählicher Übergang vom Ton in den Silt vollzieht (vgl. Photo 6).

Die in bergfrischem Zustande - abgesehen vom Siltanteil - homogen dunkle Masse der Dachschiefer hellt bei der Anwitterung stark unterschiedlich auf. Es erscheinen dunkle, schichtparallele Bänder mit scharfer und deutlicher Unter- und Obergrenze. Die Dicke beträgt einige mm bis einige cm. Die dunkle Tönung wird durch eine Pigmentierung verursacht, die fein verteilt oder in Knötchen unregelmäßiger Form bis 1 mm Ø vorliegen kann. Die Farbe der Dachschiefer unter der ausgebleichten Oberfläche ist dunkelgrau bis dunkel-blau-grau³⁾. Die dunkleren Bänder behalten diese Farbe bei der Anwitterung bei, während die Ausbleichungen an der Oberfläche grau bis hellgrau werden⁴⁾.

Auffällig ist die Gleichförmigkeit dieser dunklen Bänder in der lateralen Ausdehnung. Auf Chleb unter dem Tierbodenhorn (728 400/196 800) können sie auf einer Länge von über 20 m verfolgt werden, ohne daß eine Änderung der Mächtigkeit oder der Pigmentierung beobachtet werden konnte (Photo 9).

Synsedimentäre Sedimentgleitungen sind selten und schwach, können aber bei dieser ruhigen Schichtung sehr leicht erkannt werden; die Gleitungen umfassen jeweils ein Schichtpaket von nur einigen cm - 1 dm Mächtigkeit, das nur leicht gestört wird. In die Dachschiefer vom Typ c) können isolierte Silt- und Sandbänke bis zu einigen dm Mächtigkeit zwischengeschaltet sein. Sie sind meist vom Strukturtyp Cb (DE QUERVAIN 1952:32), mit viel Tonsubstanz als Bindemittel (Grauwacken).

Eine detaillierte Aufgliederung der Ausbildung und der Lagerungsformen der Sandsteinbänke des Hausstockgebietes hat DE QUERVAIN (1928:29-36, 57-66) vorgenommen. Nachdem VUAGNAT (1952) eine Klassifikation auf Grund der Petrographie der Geröllkomponenten aufgestellt hatte, versuchte FREY (1965:117-20) basierend auf den Arbeiten von DE QUERVAIN (1928), VUAGNAT (1952), WEGMANN (1961), STYGER (1961: 101 ff.) und auf Grund seiner eigenen Beobachtungen, vier "Zonen gleichen oder ähnlichen Schichtungscharakters und gleicher oder ähnlicher Zusammensetzung der grobklastischen Sedimente" zu unterscheiden⁵⁾. Für die Ausbildung und Lagerung des Taveyannazsandsteins wird auf die genannten Autoren sowie RADOMSKI (1961) verwiesen.

.11 Die großen Ergußgesteinseinschlüsse

DE QUERVAIN (1928:11, 12, 34, 35) beschrieb ausführlich die großen Ergußgesteinsbruchstücke, welche als auffälliges Merkmal in vielen Sandsteinbänken anzutreffen sind. Nach seinen Beobachtungen gehören fast alle seinem Typ 1 an (structure vitrophyrique bis hyalopilitique grossière nach VUAGNAT 1952).

3) N4/O und N5/O (MUNSELL COLOR CHART).

4) N5/O bis N6/O

5) Zone (a) besteht aus bis über 5 m mächtigen Sandsteinbänken, ausschließlich vom Typ II/III, mit einem Sandstein/Schiefer-Verhältnis (Sd/Sh-R) von meist größer als 20; in den Zonen (b), (c) und (d) nimmt die Sd/Sh-R kontinuierlich ab (5-10, 3-7, unter 2.5), Bankung und Gradierung nehmen zu und der Typ II/III tritt zugunsten von Typ IV zurück oder verschwindet ganz (d).

Die Farbe variiert von dunkelgrün bis gelbgrün, bedingt durch einen grobspätigen Kalzit, der die Grundmasse und die Feldspateinsprenglinge völlig regellos verdrängen kann und dem Einschluß eine helle Farbe verleiht. Alle Varietäten kommen nebeneinander vor. Die Einschlüsse sind meist ellipsoidisch bis scheibenförmig abgeplattet, die größeren gut gerundet. Leicht gewundene Formen können als Seltenheit beobachtet werden. Der größte von DE QUERVAIN (1928:11) gemessene Durchmesser beträgt 15 cm.

Die Verbreitung dieser Einschlüsse ist sehr unregelmäßig. In den eigentlichen Dachschiefern (Typ b) und c) kommen sie nicht vor, in den Dachschiefern Typ a) wurde ein (fragliches) Exemplar gefunden. In einigen Sandsteinbänken treten sie in Massen auf, bis gegen 20 Stück pro m² Profilquerschnitt und meist regellos in der Sandsteinmasse schwimmend. Auffällig ist das gehäufte Vorkommen in Sandsteinbänken vom Typ Cb (DE QUERVAIN, 1928). Dies sind dunkle, meist recht feinkörnige Sandsteine bis zu einigen m Mächtigkeit, mit einer oft nur schwach ausgeprägten Gradierung und häufig mit viel Schieferereinschlüssen.

Die großen Ergußgesteinseinschlüsse sind, wie die Schieferfetzen, innerhalb einer bestimmten Bank nie nach der Größe vertikalsortiert. Man hat den Eindruck, daß die größeren Brocken eher häufiger im oberen Teil der Bank vorkommen (z.B. in den Aufschlüssen des Hausstock E-Grates, Koord. 725 000/192 800). Die Verbreitung im Profil des gesamten Taveyannazsandsteins ist ebenfalls sehr unregelmäßig. Im Vorsteigsandstein sind sie selten und zudem von etwas abweichender Zusammensetzung, indem die basischen Mineralien etwa 10-20 % ausmachen und indem Augit meist über Hornblende vorwiegt. In den Einschlüssen im Ruchisandstein fehlen die Augite, und Hornblenden sind nur als Übergemengteile vorhanden. Als Hauptgemengteil tritt - neben der chloritischen oder kalzitischen Grundmasse - ausschließlich Albit mit neutralem optischen Charakter oder höchstens schwach positiven Achsenwinkel auf. Dieser Albit zeigt häufig noch Chloriteinschlüsse oder unbestimmbare Verunreinigungen, die in konzentrischen Zonen angeordnet sein können⁶⁾. Die Einschlüsse können von einem schwarzen Saum umgeben sein: z.T. handelt es sich um echte Tonhäute bis zu einigen mm Mächtigkeit, z.T. stellen sie diagenetische Bildungen dar, da der schwarze Saum die Einschlüsse nicht direkt umschließt, sondern bis zu einigen mm in den umgebenden Sandstein eingewandert ist.

Am Hünderegg, 370 m WSW von P. 2235 (NE unter dem Hausstock) wurde ein großer Taveyannazsandsteinbrocken gefunden, dessen Gefüge und Zusammensetzung ebenfalls auf vulkanische Tätigkeit hinweist; er schwimmt in einer etwa 2 m mächtigen, dunklen, feinsandigen und schwach gradierten Bank mit Schieferfetzen und Effusiveinschlüssen bis 10 cm Länge. Die liegenden und hangenden Bänke sind ähnlich ausgebildet, mit Mächtigkeiten von 1 - 3 m. Der Einschluß von Taveyannazsandstein ist grob tropfenförmig, mit einer nach oben undeutlich auslaufenden Spitze; die Längsachse mißt ca. 40 - 45 cm, die größte Breite, im unteren Viertel, 12 - 15 cm. Das Gewicht dürfte mindestens 5 kg betragen; Korngröße und petrographische Zusammensetzung dieses Einschlusses ist dieselbe wie im umgebenden Gestein, abgesehen vom etwas geringeren Tongehalt und abgesehen von größeren Effusiveinschlüssen und Schieferfetzen, die darin nicht vorkommen. Der Taveyannazsandsteinbrocken ist zusammengesetzt aus verbogenen und verdrückten Säulchen von im Mittel etwa 1 cm Durchmesser. Der Querschnitt dieser Säulchen ist unregelmäßig; von grob kreisförmig über sechseckig bis rhombisch sind alle Übergänge vorhanden. Die Säulchen sind durch einen feinen schwarzen Belag oder durch feine Klüftchen von 1/2 bis 1 mm Dicke voneinander getrennt. Die Klüftchen sind meist derart in allen Richtungen zerbrochen und verfaltet, daß eine tektonische Verformung auszuschließen ist. Dort, wo die Säulchen wenig verbogen sind, zeigt sich ein recht schöner 4 bis 6-eckiger Querschnitt mit

6) Bei allen Feldspatindividuen der großen Effusiveinschlüsse ist der Anorthitgehalt sicher stets klein (unter 5 Prozent). Dies ergab sich aus U-Tischmessungen an einer Probe an Albit-Ala Zwillingen und aus systematischen Messungen der maximalen Auslöschungsschiefe in der Zone - (010) (TROEGER, 1959). Der Achsenwinkel beträgt etwa 90°, der Winkel der Periklinlamelle gegen die Spaltrisse von (001) im Schnitt (010) wurde mit ca. 0° bestimmt. Dies deutet darauf hin, daß ursprünglich ein höherer Anorthitgehalt vorgelegen habe. Die Kenntnis des Rhombischen Schnittes in Hochtemperaturformen ist jedoch noch zu lückenhaft, um den primären Anorthitgehalt angeben zu können (vgl. TROEGER et al., 1967:724/25). Es gilt auch hier die von MARTINI (1968:588) beobachtete Regel, daß bei Anwesenheit von relativ frischem Feldspat die Zementierung und Verdrängung durch spätes Karbonat am weitesten fortgeschritten ist.

begrenzenden Klüftchen, die die folgenden unter dem Mikroskop erkennbaren Charakteristika aufweisen (Fig. 5/3):

In der Randzone findet sich ein feiner Belag aus Chlorit, anschließend ein faseriges, etwas dunkles Karbonat mit einer Faserrichtung senkrecht zur Kluftebene. Diese Zone kann in spätes Karbonat rekristallisieren. Die innerste Zone der Klüfte ist aus einem hellen, körnigen Karbonat (? Kalzit) aufgebaut, mit vereinzelt eingestreuten authigenen Quarzen (? und Feldspäten) und mit xenomorphen Prehnit und einem unbestimmbaren dunklen Erz, das sich vor allem in der Mitte dieser inneren Zone anhäuft. Dort wo die Säulchen lediglich durch einen schwarzen Belag voneinander getrennt sind, fehlen auch die Karbonatausscheidungen und es treten nur Erze und Prehnit auf.

Die Frage eines gleichzeitigen Vulkanismus ist von den beiden Bearbeitern des Gebietes, DE QUERVAIN (1928:70 ff.) und VUAGNAT (1952:81 ff.) verschieden beantwortet worden. DE QUERVAIN (1928/73) war geneigt, eine rasche Aufeinanderfolge von Eruption und Sedimentation anzunehmen, während VUAGNAT (1952:91) eine Aufarbeitung älterer submariner Ergüsse postulierte. Beide Autoren sind sich einig darin, daß es sich beim Taveyannazsandstein nicht um eigentliche Tuffe handelt, sondern um umgelagertes vulkanisches Material. Die von BIJU - DUVAL & GUBLER (1961) vorgebrachten Argumente für einen Vulkanismus in situ für die Taveyannazsandsteine von Savoyen (Basses und Hautes Alpes) sind zwar von MARTINI (1968:578-579) bestritten worden; doch kann seine Argumentation dann nicht ohne weiteres auf den Taveyannazsandstein der Glarneralpen übertragen werden, wenn er für diesen eine autochthone hydrothermale Aktivität ausschließen will.

Für das Untersuchungsgebiet wird hier für die großen Ergußgesteinseinschlüsse auf Grund der folgenden Argumente ein synchroner Vulkanismus postuliert:

- Die Korngrößenverteilung in vielen Sandsteinbänken ist deutlich bimodal. Die feinere Fraktion umfaßt die von VUAGNAT (1952) beschriebene Variation von Gesteinstrümmern und Einzelmineralien und ist heterogen. Die gröbere Fraktion wird ausschließlich (abgesehen von den Schieferereinschlüssen) von uniformen Andesiten vom Strukturtyp "vitrophyrique" bis "hyalopolitique grossière" gebildet (VUAGNAT 1952).
- Die Verteilung der großen Effusiveinschlüsse im Profil ist sehr unregelmäßig. In einigen Bänken kommen sie massenhaft vor, während sie in anderen, sonst gleichartig ausgebildeten, nicht aufzutreten scheinen.
- Der Taveyannazsandsteinbrocken der Hüenderegge wird vom Verfasser auf folgende Weise interpretiert: Ein Sandstein wird in der Nähe eines Eruptionsherdess abgelagert; durch die sich entwickelnde Wärme entweicht das Porenwasser und es entsteht eine säulige Absonderung; in den Schrumpfrissen wird unter hydrothermalen Bedingungen Karbonat und Prehnit abgesetzt. Durch einen eruptiven Vorgang oder durch einen Erosionsprozeß wird der veränderte Sandstein auf seine zweite Lagerstätte verfrachtet.

Da es sich beim Taveyannazsandstein infolge der Heterogenität der Komponenten nicht um einen eigentlichen Tuff handeln kann, muß angenommen werden, daß mehrheitlich vulkanisches Material aufgearbeitet wurde, zusammen mit - mengenmäßig weit untergeordneten - wahrscheinlich direkten vulkanischen Einstreuungen. Für eine untergeordnete Bedeutung würde auch das Fehlen jeglicher Aschenlagen sprechen (MARTINI 1968: 579).

Es ist nicht ohne Reiz, der Frage nachzugehen, ob die vulkanischen Einschlüsse durch den Trübestrom an ihre Lagerstätten transportiert worden sind, oder ob es sich um echte Lapilli und Bomben handeln könnte. Dabei ist zu berücksichtigen:

- Die Einschlüsse sind gut gerundet und meist etwas abgeplattet. Die daneben vorkommenden Schieferfetzen vergleichbarer Größe sind fast nie gerundet.
- Die Einschlüsse kommen nur in Sandsteinen vor, nie in eigentlichen Dachschiefern, wobei ganz deutlich die feinen, tonreichen Bänke bevorzugt werden, auch wenn man in Betracht zieht, daß in den groben Bän-

Fig. 5. Großer Einschluß aus Taveyannazzsandstein, Typ IV, im Ruchisandstein der Hausstockscholle bei Hünderegg (Alpli, Wichlen).



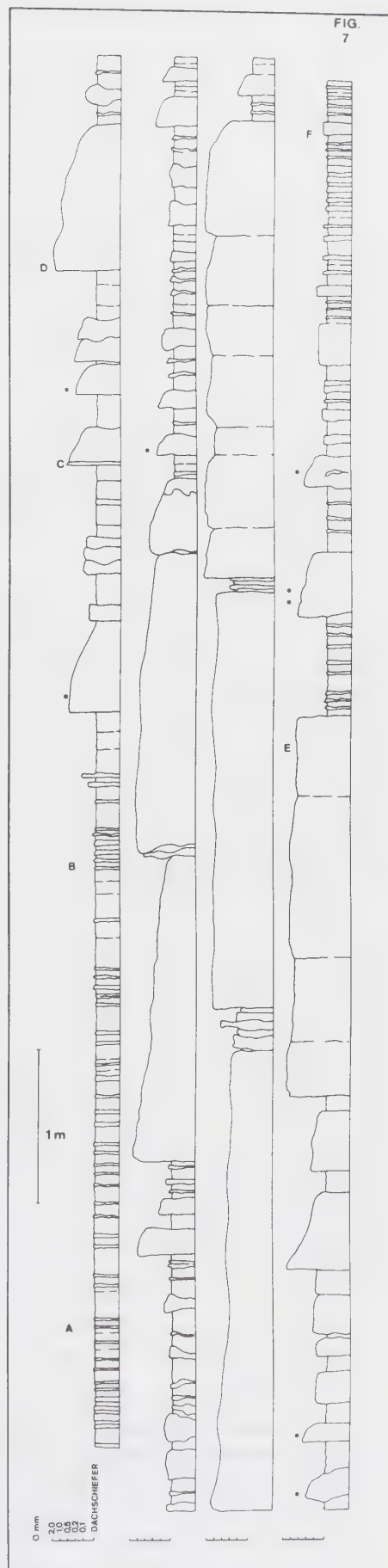
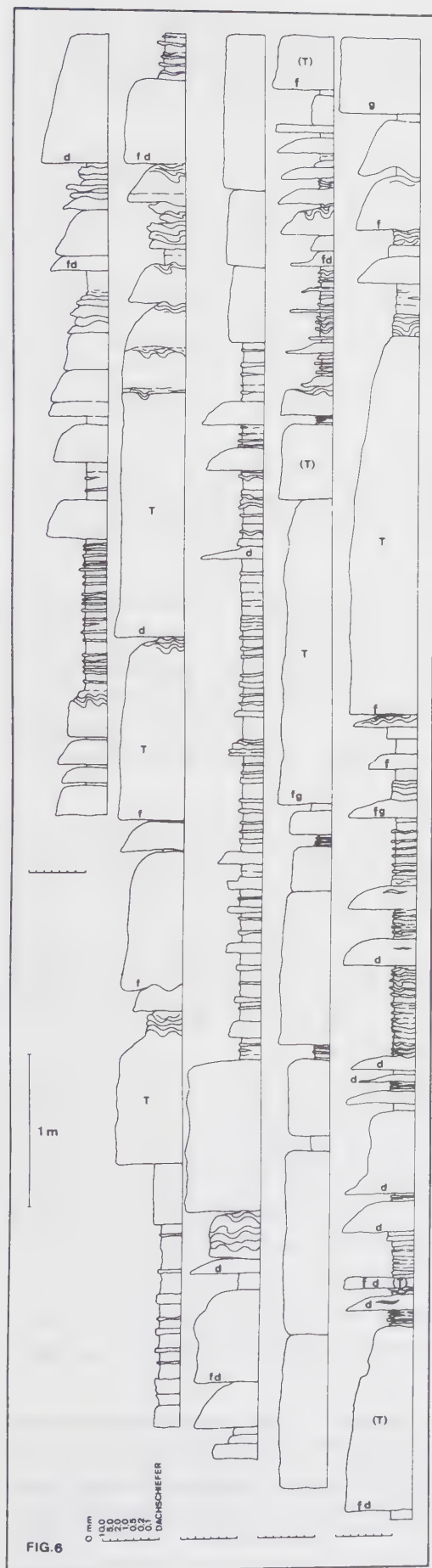
- (1) Ansicht des Einschusses in der Sandbank. Rechts unten ein Ergußgesteins-Bruchstück.
- (2) Dünnschliff. Sandfraktion vorwiegend Albit, untergeordnet Quarz. a: Kalzit, feinkörnig, faserig oder feinspätig, b: Chlorit und Quarz, c: Kalzit, Erz und autigener Quarz, d: Erz.
- (3) Ausschnitt Maßstab 1:40. a: Chloritrand, (b+c): bräunlich bestäubte Zone, b: feinspätiger Kalzit, c: Faserkalzit, Faser quer zur Kluft, d: feinkörniger Kalzit, e: Kluftinneres: feinschuppige mit Erz bestäubte Grundmasse mit einzelnen Prehnitkristallen und Erzkörnern, f: feinschuppiger, mit Erz bestäubter Besatz, mit Chlorit.
o: Erz, p: Prehnit, q: Quarz, k: Kalzit, pl: Plagioklas.

Fig. 6. Profil Alpeli (Wichlen 724 600/194 100). Aus dem Vorstegsandstein der Vorstegstockscholle; Skala der Abszisse: Durchmesser der maximalen Korngröße in den einzelnen Bänken, in mm. T: Taveyannazzsandstein Typ II/III, d: Drag Marks, f: Flute Marks, g: Groove Marks.

Fig. 7. Profil Piz Fluaz. Typus Profil des Muttensandsteins; Abszisse: siehe Fig. 6. Das Profil beginnt in siltigen Globigerinenmergeln A, mit profilaufwärts zunehmendem Siltgehalt; bei B rasche Abnahme des Kalkanteils, Übergang in Dachschiefer (= Untergrenze des Muttensandsteins); C: 1-2 cm dickes sehr toniges Sandschichtlein mit einigen Bruchstücken von Großforaminiferen; im Schichtabschnitt D bis E sind die massigen Sandsteine leicht grünlich, darunter und darüber grau bis grau-schwarz; F: sehr kalkreiche Dachschiefer, mind. 20 m (= Obergrenze des Muttensandsteins);

■: sehr tonreiche Matrix.

Das Profil beginnt bei Koord. 724 790/190 450 (2490 m) und endet bei 724 820/190 465 (2530 m).



ken die Einschlüsse weniger gut zu erkennen sind.

- Der Kontrast zwischen den Sanden und ihren Einschlüssen - in Bezug auf Korngröße und Zusammensetzung - spiegelt sich ebenfalls in der vertikalen Korngrößenverteilung. Die Sandsteinbänke sind gradiert, die Einschlüsse schwimmen regellos in der Sandsteinmasse.
- Die in nur einer Bank der darüber folgenden Elmer-Formation aufgefundenen Lapilli (mit gleicher Zusammensetzung) (S. 42) sind unmittelbar an der Basis der Sandsteinbank eingelagert - konform mit der Gradierung - und offenbar mit dem Trübestrom transportiert worden. In der Taveyannaz-Formation konnte diese Situation nie beobachtet werden.
- Die Korngrößenverteilung in der Sandsteinbank dürfte kaum derjenigen des Ausgangsmaterials des Trübestroms entsprechen; abgesehen von den großen Einschlüssen ist das Material - trotz der Gradierung - recht gut sortiert. (Hingegen fehlen Anzeichen für eine starke Aufarbeitung der Sande, da die Komponenten nicht gerundet sind; die Abwesenheit von Organismenresten deutet ebenfalls gegen einen eigentlichen Strandsand als Ursprungsmaterial.)
- Der bimodale Charakter der Korngrößenverteilung - gleichzeitig mit einer bimodalen Verteilung der Variation der petrographischen Zusammensetzung der Komponenten (im Gegensatz zum Flysch mit "floating boulders")⁷⁾ spricht deutlich für einen unterschiedlichen Transportmechanismus der beiden Fraktionen.

Es drängt sich deshalb die Vermutung auf, die großen Effusiveinschlüsse und der große Taveyannazsandsteinbrocken am Hüenderegg seien als Lapilli oder Bomben durch einen synchronen Vulkanismus entweder in das Ausgangsmaterial des Trübestroms oder sogar in diesen direkt eingestreut worden. Man könnte sich in diesem Fall sogar fragen, ob das gehäufte Auftreten der Einschlüsse in den tonreichen Sandsteinen vom Typ Cb (DE QUERVAIN 1928) nicht direkt mit vulkanischen Eruptionen in Zusammenhang gebracht werden dürfte: das im allgemeinen recht schwer in Suspension zu bringende Tonmaterial wäre in großer Menge nur bei den durch die Eruption bedingten Erschütterungen in den Trübestrom inkorporiert worden.

Die großen vulkanischen Einlagerungen sind im Profil quer zum Taveyannaztroglang ungleich verteilt. Die größte Häufigkeit ist im Ruchisandstein der Hausstockscholle festzustellen; hier setzen sie einige m über den Globigerinenmergeln ein und sie scheinen durch das ganze Profil hindurch vertreten zu sein.

In der Vorstegstockscholle treten die Einlagerungen ganz stark zurück und beschränken sich im wesentlichen auf den Vorstegsandstein; im Ruchisandstein ist nur eine große vulkanische Einlagerung gefunden worden (Chleb, Tierbodenhorn). In der Leiterbergschuppe und im Verschürften Taveyannazsandstein scheinen sie zu fehlen.

Wenn man nun annehmen will, diese Einlagerungen seien direkte vulkanische Einstreuungen, so würde man auf Grund der Verbreitung eher auf eine nördliche Herkunft schließen; einzig das Fehlen der Einlagerungen in der Panixerpaßplatte würde dieser Schlußfolgerung widersprechen. Hingegen wäre das Auftreten der Bombe von Hüenderegg, am Nordrande der Hausstockscholle gelegen und mindestens 8-10 km vom Südrand des Taveyannazsandsteintroglangs entfernt, einigermaßen plausibel, da ja im Taveyannazsandstein selber keine Anhaltspunkte für Vulkanschote festzustellen sind. Nach dieser Darstellung müßte sich also eine Effusivtätigkeit in einem Bereich nördlich der Limmernkulmination entfaltet haben.

FURRER (1949) und FURRER & HÜGI (1952) haben aus der parautochthonen Schuppenzone von Oberferden und Lötschenpaß eine Gangbildung aus ascendierenden Lösungen im Nummulitenkalk beschrieben. Der

7) Der Hinweis auf die gleichzeitig vorkommenden großen Schieferfetzen, die ebenfalls völlig regellos in der Sandsteinmasse der einzelnen Bänke schwimmen und offenbar durch den Trübestrom transportiert und einsedimentiert worden sind, ist nicht stichhaltig, da infolge der viel kleineren Dichte (wahrscheinlich kleiner als 1.5 g/cm^3 gegen ca. 3.0 g/cm^3 der Andesite) und der stark scheibenförmigen Ausbildung diese ein völlig anderes hydrodynamisches Verhalten aufweisen als die gerundeten Andesiteinschlüsse. Zudem stammen die Schieferfetzen wohl aus der unmittelbaren Unterlage und sind viel weniger weit verfrachtet worden als die andern Komponenten.

Hauptgemengteil ist Quarz in sperriger trachytähnlicher Anordnung, (saurer) Plagioklas ist nur als Nebengemengteil vorhanden. FURRER (1952:44) deutet als Hypothese die Möglichkeit an, daß es sich um Reste von sauren Lösungen nach einer vorgängigen Taveyannaz-Tuffphase handelt. BRUNNSCHWEILER (1948:31) erwähnt hydrothermale Gänge in der Trias über dem Vättiser Fenster, die Kupferkies und Malachit führen.

Der direkte Nachweis einer tertiären (ev. unteroligozänen) Vulkanismus im Autochthon oder Parautochthon ist bisher nicht erbracht worden (vgl. DE QUERVAIN 1928:81/82). Die wenigen vorliegenden Beobachtungen könnten wohl als Hinweis für Ergüsse in der fraglichen Region gewertet werden, doch sind sie so spärlich und zudem in mehrdeutiger Weise interpretierbar, daß sich die Annahme eines ausgedehnten Vulkanismus am Nordrande des Taveyannazsandstein-Trogs kaum aufrecht erhalten läßt. Hingegen wäre eine ganz lokale und untergeordnete eruptive Tätigkeit mit den bisherigen Beobachtungen verträglich.

.12 Die Untergrenze der Taveyannaz-Formation

Das Liegende der Taveyannaz-Formation bilden Globigerinenmergel, mit reicher Globigerinenfauna und sehr oft so hohem Kalkgehalt, daß man sie eigentlich Globigerinenkalke bezeichnen müßte. Dunklere Schlieren variabler (bis zu schwarzer) Tönung, die dem Globigerinenmergel ein geflecktes Aussehen verleihen, können diesen in unregelmäßigen Formen durchsetzen; diese Fazies der "Fleckenmergel" ist also durchaus nicht auf den südhelvetischen Bereich beschränkt. Siltlaminae bis zu 1 cm Mächtigkeit können bis zu 10 % der Serie ausmachen. Der Übergang in den hangenden Flysch, der an vielen Stellen als stratigraphischer Kontakt erhalten geblieben ist, da die Differentialbewegungen bei der Überschiebung der einzelnen Flyschschollen meist in den Globigerinenmergeln stattfanden, vollzieht sich im ganzen Untersuchungsgebiet über Dachschiefer:

Im obersten Abschnitt der Globigerinenmergel schalten sich zuerst feine Häute von dunklen, leicht kalkigen Tönen ein, leicht geknetet und verwalzt. Nach oben werden diese Tone rasch häufiger, die Einschaltungen nehmen an Mächtigkeit zu und sind auch immer weniger gestört. Überreste der Globigerinenmergel sind noch als Linsen oder feine Lagen zu erkennen, die nach oben seltener werden und dann ganz verschwinden. Erst dann setzen im allgemeinen Siltlaminae ein, so daß von einem typischen Dachschiefer gesprochen werden kann (vgl. Profil "Stadschieferfenster von Wichlen", S. 39).

Dieser Übergang von Globigerinenmergel in Dachschiefer geht sehr rasch vor sich: auf einigen m am "Stadschieferfenster von Wichlenalp" (Hausstockscholle); auf weniger als 1 m am Panixerpaß (Panixerpaßplatte), ebenso am Erbsbach (Schitereggsschuppe - Vorstegstockscholle); auf mehreren m auf der Wichlenmatt und auf Ober Erbs (Verschürfter Taveyannazsandstein), ebenso bei P. 1382 in der Sulzrus (tiefstes Blattengratdivertikel). Es wird hier vorgeschlagen, die Untergrenze der Taveyannaz-Formation dort zu legen, wo nach oben die letzten Linsen und Lagen von Globigerinenmergel verschwinden und durch Dachschiefer ersetzt werden. In den Fällen, wo Sandsteine mit vulkanischen Komponenten in der Übergangszone Globigerinenmergel-Dachschiefer vorkommen, d.h. wo Globigerinenmergel noch im Hangenden solcher Sandsteine festgestellt werden können, z.B. im Muttenbergensandstein bei Piz Gavirolas sowie im Verschürften Taveyannazsandstein, wo im Dach der Sandsteinbänke z.T. Globigerinenmergel gefunden werden können (Wichlenmatt, Tierbodenhorn), wird die Untergrenze an der Basis der tiefsten Sandsteinbank mit vulkanischen Komponenten gezogen.

FREY (1965) hat im Übergangsbereich Globigerinenmergel - Flysch in der östlichen Claridenkette die Ahornenschichten - charakterisiert durch fast völlig karbonatisierte Ergußgesteinskomponenten und Feldspäte - und die Malorschichten - mit konglomeratischen Mergelschiefen - ausgeschieden. Äquivalenten der Malorkonglomerate fehlen im Untersuchungsgebiet völlig. Die siltigen Kalkmergel im höchsten Abschnitt der Globigerinenmergel können, besonders in der Hausstockscholle, vielmehr mit den Ghölzwaldschichten (FREY 1965), welche dieser Autor mit dem Kistenstöcklisandstein parallelisiert hat, verglichen werden.

Dagegen ist auch im Hausstockgebiet in den basalen Partien der Taveyannaz-Formation eine Zunahme des

Feldspatgehaltes nach oben sowie eine Karbonatisierung der Feldspäte festzustellen, wie dies auch in den Ahornenschichten der Fall ist. Es zeigt sich jedoch, daß der Grad der Zersetzung der Feldspäte sowohl von Bank zu Bank als auch lateral innerhalb derselben recht unterschiedlich sein kann, so daß dieses Merkmal nicht zur Charakterisierung einer lithologischen Einheit herangezogen werden sollte.

Aus diesem Grunde sowie wegen der Tatsache, daß die basalen Bildungen der Taveyannaz-Formation lokal starken Schwankungen unterliegen, ist auf eine Anwendung des Begriffes Ahornenschichten verzichtet worden. An dessen Stelle wird die Bezeichnung "Übergangsschichten" (STYGER 1961) verwendet.

.13 Die Obergrenze der Taveyannaz-Formation

Der Übergang der Sandsteine mit Andesiten und Spiliten in Sandsteine mit Andesiten, Spiliten und Diabasen (Grès du Val d'Illeiez", VUAGNAT 1952) ist ein allmählicher, so daß an einem stratigraphischen Zusammenhang kein Zweifel bestehen kann. Dieser Übergang kann nur in der Vorstegstockscholle beobachtet werden, im Sernftal im Querschnitt Chuebodenrus-Sulzrus, wo sich in zunehmendem Maße in höheren Sandsteinen Diabase als Komponenten einschalten. Die Verhältnisse in den beiden Runsen erlauben nicht, eine sehr genaue Definition der Obergrenze zu geben, die Sandsteine sind intensiv verfaltet. Immerhin ist es möglich festzustellen, daß im Übergangsbereich - charakterisiert durch seltene Diabasenteile mit oft derart stark umgesetzten Feldspäten, daß der Diabascharakter kaum noch zu erkennen ist - der Sandgehalt zurücktritt und sich mächtigere Dachschieferbänder einschalten (S. 41).

Die Obergrenze der Taveyannazsandsteinformation wird nun - willkürlich - dort gelegt, wo erstmals klar erkennbare Diabasenteile erscheinen, d.h. wo typische "Grès du Val d'Illeiez" ausgebildet sind (VUAGNAT 1952). Der Übergangsbereich würde dann eine Mächtigkeit von einigen 10 m bis 100 m erreichen. Auf Grund der Mächtigkeitsvergleiche der Taveyannaz-Formation in der Vorstegstock- und Hausstockscholle kann man annehmen, daß auch in der letzteren der ganze Taveyannazsandstein vertreten sein dürfte und daß die jüngeren Abfolgen abgeschert sein müssen (vgl. S. 40).

Damit setzt sich die Taveyannaz-Formation aus den folgenden Gliedern zusammen:

Tab. 3. Gliederung der Taveyannaz-Formation

Tektonische Einheit	Formationsglieder	Taveyannazsandstein-Typen nach VUAGNAT (1952)
Panixerpaßplatte	Muttenbergensandstein	IV
Hausstockscholle	Ruchisandstein	IV
Vorstegstockscholle	Ruchisandstein Vorstegsandstein	IV II/III + IV
Leiterbergschuppe	Vorstegsandstein	II/III + IV
Verschürfter Taveyannazsandstein	Vorstegsandstein	II/III (+ IV ?)

.14 Das Formationsglied des Vorstegsandsteins

Die basale Abfolge der Taveyannaz-Formation, welche südlich der Linie Guetbächi - Richetlipaß und Erbser Stock die markanten Sandsteinbänder der Vorstegstock- und Leiterbergscholle aufbaut, wird hier als Vorstegsandstein ausgeschieden, nach dem von STYGER (1961:102-105) beschriebenen Aufschluß bei Vorsteg im Hinter Durnachtal (722 200/194 200 bis 722 000/194 700), wo die Sandsteine der Vorstegscholle vertikal in die Tiefe abtauchen.

Die Untergrenze ist definiert durch die Untergrenze der Taveyannazsandsteinformation. Darüber entwickelt sich eine über 200 m mächtige Abfolge von bis 8 - 10 m dicken Sandsteinbänken vom Typ Grès de Taveyannaz II/III + IV mit eingeschalteten schwächtigen Dachschiefer. Nur an der Basis, über den Globigerinenmergeln, ist ein mächtigeres Dachschieferband (20 m) mit Silt- und Sandsteinbänken eingelagert. Weitere Dachschieferbänder mit Einschaltungen von Sandsteinen vom Typ Grès de Taveyannaz IV finden sich im Dach

des Vorstegsandsteins. Die Obergrenze des Vorstegsandstein wird hier durch das Einsetzen dieser mächtigeren Dachschieferbänder markiert; der Vorstegsandstein entspricht damit recht genau dem von STYGER (1961:113-18) verwendeten Begriff "Taveyannazgruppe".

Die Angaben von STYGER (1961), WEGMANN (1961) und FREY (1965) über die lithologische und petrographische Ausbildung des Vorstegsandsteins sowie die eigenen Beobachtungen können wie folgt zusammengefaßt werden:

- Die basalen Bildungen des Vorstegsandsteins, die "Übergangsschichten" von der Untergrenze bis zum Einsetzen der ersten mächtigeren Sandsteinbänke, sind lateral starken Schwankungen unterworfen. Die Mächtigkeit variiert von über 50 m nördlich von Spitzegg (Vorstegstockscholle), ausgebildet in fast reiner Dachschieferfazies, zu einigen m in einem stratigraphisch ungestörten Profil im Erbsbach (Schittereggscuppe), mit eingeschalteten Silt- und Feinsandbänken, das in der Abwicklung weniger als 2 km nördlich von der Spitzegg anzusetzen ist. Nach Süden, gegen die Leiterbergschuppe zu nimmt die Mächtigkeit ebenfalls rasch ab und kann in den Verschürften Taveyannazsandsteinen bis zu 0 m reduziert werden.
- Längs der Achse des Taveyannazsandsteintrogs ist die Ausbildung der Sandsteine recht beständig. Die Auftrennung in zwei "Taveyannazhorizonte" (STYGER, 1961:104,115/16; FREY, 1965:117) kann im mittleren und nördlichen Abschnitt der Vorstegstockscholle vom Ostfuß des Chamerstockes bis zum Erbsstock festgestellt werden. Sowohl westlich der Linth wie im Hausstockgebiet drehen die Strömungsrichtungen im Profil von unten nach oben im Uhrzeigersinn ab (Fig. 8, FREY 1965:120)⁸⁾. Einzig die Bankmächtigkeit muß unter dem Vorstegstock von W nach E abnehmen, denn beim Locherli werden die mächtigen Sandstein-

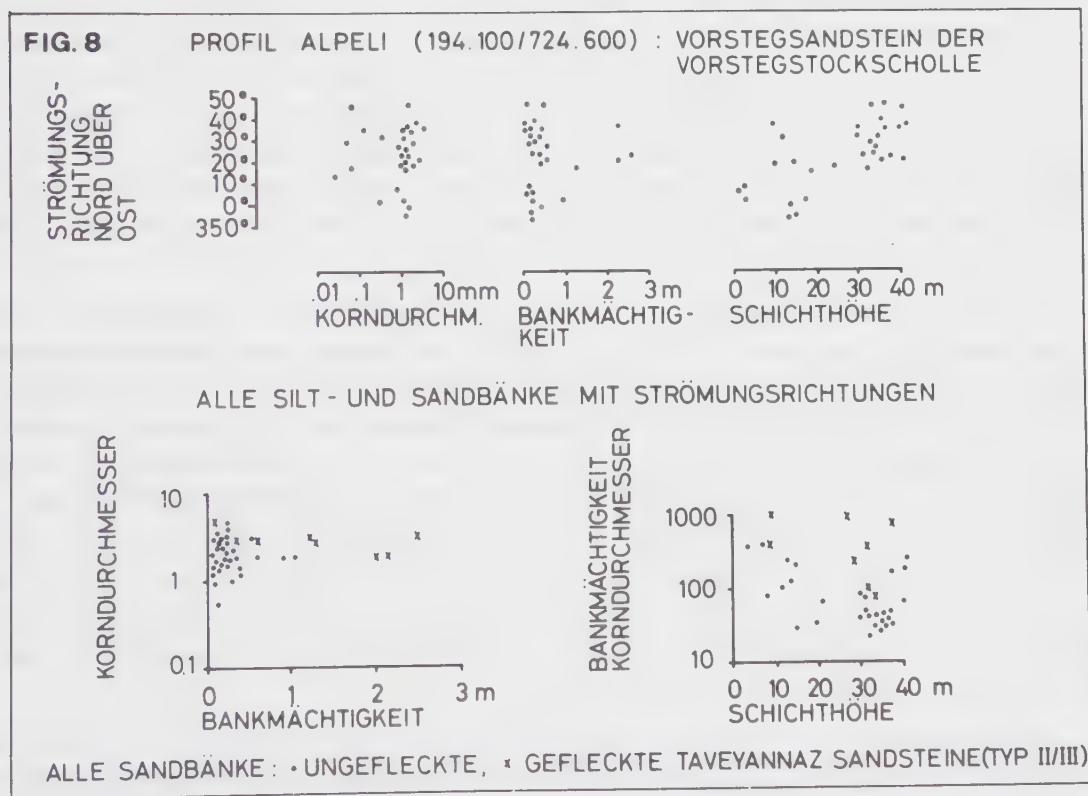


Fig. 8. Korrelationen im Profil Alpe. Korrelationen von Strömungsrichtungen, maximalen Korndurchmessern und Mächtigkeiten von einzelnen Bänken mit der Schichthöhe.

8) FREY gibt eine Richtung an von SSW/NNE in den tieferen, WSW/ENE in den höheren Bänken. Fig. 8 ergibt N/S resp. SW/NE in vergleichbarer tektonischer Stellung. Die Differenz des Profils vom Alpe gegenüber den Taveyannazsandsteinen auf der Westseite der Linth ist durch den Transportmechanismus schwer zu erklären, wenn man das Liefergebiet am Südrande des Troges annehmen will. Sie könnte im Zusammenhang mit dem Glarner Bogen auf eine abweichende tektonische Transportrichtung mit gleichzeitiger Rotation zurückgeführt werden.

bänke von sich ostwärts einschiebenden Dachschieferlagen aufgespalten (S. 28).

- Quer zum Trog ist der Vorstegsandstein raschen Änderungen unterworfen (Fig. 13,14). Die größte Mächtigkeit wird in der Windigegg-Erbser Stock-Umbiegung erreicht. Dies entspricht auch einer größten Mächtigkeit der Zonen mit eigentlichen Taveyannazzsandsteinen (II und III; zusammen etwa 40 bis 50 m). In der Abwicklung 2,5 km weiter nördlich (STYGER 1961: Profil 15) ist der Vorstegsandstein auf die Hälfte reduziert, ebenso der darin eingeschlossene eigentliche Taveyannazzsandstein. Die Übergangsschichten vermindern sich von 50 auf 5 m. Es keilen also gegen Norden die Sandsteinbänke sowohl des Typs II/III wie auch IV aus, und es braucht kein seitlicher Übergang von II/III in IV angenommen werden (FREY 1965: 120).

Südwärts der Windigegg - Erbser Stock-Umbiegung ist die Abnahme der Mächtigkeit des Vorstegsandsteins u.a. durch das rasche Verschwinden des Sandsteins Typ IV bedingt: im Verschürften Taveyannazzsandstein, wo der Vorstegsandstein stratigraphisch auskeilt, tritt jener nur noch sehr untergeordnet auf⁹⁾. Unterschiede in der Bankung sind sehr unregelmäßig und häufig tektonisch bedingt, da je nach Beanspruchung die Schichtung betont oder unterdrückt werden kann.

Mit Ausnahme der Beziehung Strömungsrichtung/Schichthöhe existiert im Vorstegsandstein keine Korrelation zwischen den Parametern Schichthöhe, maximaler Korndurchmesser, Bankdicke und Strömungsrichtung (Fig. 8).

.15 Das Formationsglied des Mutenbergensandsteins (Fig. 7).

Damit werden die massigen Sandsteinbänke bezeichnet, welche die steilen Abfälle der südlichen Mutenberge, von Crap Ner, von Piz Fluaz und die Sandsteinplatte des Panixerpasses und von Walenboden bilden. Es sind im Westen über 10 m mächtige Einzelbänke mit dünnen Dachschieferzwischenlagen, die sich gegen den Panixerpaß in dünnere Bänke aufspalten. Gegen N keilt der Mutenbergensandstein rasch aus, dadurch daß die jeweils tiefste Bank an Mächtigkeit verliert, sich in eine dünne Sandsteinbank auflöst und schließlich verschwindet. Der ganze Schichtstoß nimmt gegen S wie auch gegen E zu und mißt unter dem Rotstock über 100 m (Photo 2).

Die liegenden Globigerinenmergel führen bis zu einigen cm dicke Siltlaminae und entsprechen der schiefri-gen Ausbildung der Ghölzwaldschichten (FREY 1965:64-66). Der Übergang zum Mutenbergensandstein geht im West- und Nordabschnitt über selten mehr als 1 m mächtige Dachschiefer vor sich. Nur unter dem Rotstock erreichen die basalen Dachschiefer mit Feinsandeinschlüssen über 10 m. Wegen der nordwärts rasch auskeilenden Sandsteinbänke sind diese Übergangsschichten sehr wechselhaft ausgebildet; die Mächtigkeit schwankt lokal um mehrere m, nimmt aber generell nach Norden ab, so daß die Dachschiefer und Feinsandbänke ebenfalls nordwärts auskeilen müssen. Petrographisch sind alle vom Typ IV, mit wenig Tonmaterial in der Matrix, anscheinend ohne Lapilli oder Bomben, die aber bei dieser Ausbildung nicht gut erkennbar wären. Die Bänke sind meist undeutlich gradiert. Die Schiefereinschaltungen können noch vereinzelt Globigerinen führen und einen stark erhöhten Kalkgehalt aufweisen, besonders im Dach des Mutenbergensandsteins, sind aber doch als Dachschiefer anzusprechen.

Der Mutenbergensandstein muß südwärts entlang der Linie Falla Lenn - Rotstock an einer tektonischen Fläche enden und stellt also den Nordrand einer größeren Sandsteinabfolge dar. Sicher ist der Mutenbergensandstein mit den liegenden Schuppen (Jätzalpfalte, Gavirolas- und Kistenpaß-Schuppe) stratigraphisch verbunden (S. 24). Man muß sich also im Bereich der Mutenberge noch über der Limmernkulmination befinden. Das bedeutet, daß aus palinspastischen Gründen der Mutenbergensandstein nicht das Nordende des Vorsteg-

9) Dabei wird die Annahme gemacht, daß vom Nordrand der Vorstegstockscholle bis zum Verschürften Taveyannazzsandstein der Vorstegsandstein noch vollständig erhalten blieb. Diese Annahme kann nicht direkt bewiesen werden, man hat aber auf Grund der Feldbefunde doch den Eindruck, die tektonische Obergrenze der Leiterbergschuppe und des Verschürften Taveyannazzsandsteins gehe durch die Schiefermassen im Dach des Vorstegsandsteins.

sandsteins darstellen kann (vgl. S. 25/26). So ist es denn sehr wahrscheinlich, daß hier das Nordende des Ruchisandsteins oder einer andern unbekannten Sandsteinabfolge, die aber aberodiert worden wäre, vorliegt. Da der Anschluß nördlich an den Ruchisandstein aus lithologischen Gründen plausibel erscheint (vgl. unten), wurde diese Lösung bei der Abwicklung gewählt (Fig. 13).

.16 Das Formationsglied des Ruchisandsteins

Unter Ruchi und Muttenstock erscheint eine generell wenig gestörte, aufrechte Abfolge von Taveyannazsandsteinen vom Typ IV, durchsetzt von ganzen Serien von Detailfalten (Hausstockscholle). Es lassen sich zwei Sandsteinbänder unterscheiden, ein tieferes von 150 - 170 m, das höhere von ca. 120 m Mächtigkeit. Die beiden werden durch ein Dachschieferband von 60 - 70 m getrennt. Ein weiteres Dachschieferband von 60 - 80 m schaltet sich über zwei 6 - 8 m dicken Sandsteinbänken (als einzige vom Typ II/III) ein, welche den Abschluß des höheren Sandsteinbandes darstellen und über das Hintersulzhorn gegen den Muttsee hinabtauchen. Die Sd/Sh-R liegt in den sandigen Partien im allgemeinen recht gleichförmig zwischen 2 und 3, kann aber bis 1 und über 5 gehen. Die Sandsteinbänke sind fast immer gradiert; ihre Mächtigkeit kann 4 m erreichen.

Der Kontakt mit den liegenden Globigerinenmergeln ist unter der Ruchiwand und in der Fortsetzung des Streichens gegen Osten nicht aufgeschlossen. Südwärts schiebt sich die Panixerpaßplatte unter den Ruchisandstein. Dieser kommt nur am nördlichen Ende jener Platte stellenweise auf Globigerinenmergel zu liegen, doch ist der Kontakt jeweils gestört und es läßt sich nicht entscheiden, welcher Einheit (Hausstockscholle oder Panixerpaßplatte, resp. Kistenpaß-Schuppen) der Globigerinenmergel zuzurechnen sei. Unter dem Nüschentock und westlich und nördlich davon ist der stratigraphische Verband des Ruchisandsteins mit den Globigerinenmergeln ebenfalls umstritten. Der einzige sicher stratigraphische Verband wurde im "Stadschieferfenster von Wichlen" gefunden:

Die Ostflanke des Moränenhügels von Spitzegg ist unter P. 1856.4 unterlagert von einem Globigerinenmergelkeil, der in ganz leicht verrutschter Lagerung die basalen Anteile des Ruchisandsteins über sich trägt. Das folgende Profil ist entlang des kleinen Grätleins, das von P. 1856.4 in genau östlicher Richtung gegen Büelen hinunterzieht, aufgenommen, beginnend in 1665 m Höhe. Die Schichten fallen mit 40 - 50° gegen SSE.

Moränenschutt

- (1) 10 m Globigerinenmergel, leicht siltig, mit ganz vereinzelt Siltlaminae von weniger als 1 cm Dicke. Im unteren Teil leicht gefleckt, im oberen Teil nimmt die Fleckung zu, dunkle Tonschieferfetzen und -linsen in schichtparalleler Lagerung und ohne Globigerinen durchsetzen in den obersten 2 m immer mehr die eigentlichen Globigerinenmergel.
- (2) 1 m Dunkle siltarme Dachschiefer ohne Siltlaminae mit kalkreichen Linsen von einigen cm Dicke von Globigerinenmergeln. Diese führen nur wenig Globigerinen.
- (3) 15 m Dachschiefer mit wenig Siltlaminae, kalkreich, mit pyritisierten dunklen Pünktchen, die Reste von Globigerinen darstellen dürften. Ohne Linsen von Globigerinenmergeln.
- (4) 8 m Dachschiefer von Siltbänken bis zu einigen dm Mächtigkeit, der Kalkgehalt tritt zurück.
- (5) 30 m Wechsellagerung von Dachschiefern, Silt- und Sandsteinbänken in leicht verrutschter Lagerung. Bankmächtigkeit einige dm bis einige m. Die Sandsteinbänke sind gradiert, die maximale Korngröße kann einige mm betragen. Der Gesteinstyp nach VUAGNAT (1952) ist immer IV. Einige Bänke im untern Drittel dieses Abschnittes führen große Ergußgesteinsbrocken bis zu 5 cm Länge.

Moräne

In Übereinstimmung mit der Untergrenze der Taveyannaz-Formation ist die Untergrenze des Formationsgliedes des Ruchisandsteins an die Basis des Abschnittes (3) des vorliegenden Profils zu legen, mit dem endgültigen Aussetzen der Globigerinenmergel. Die basalen Bildungen des Ruchisandsteins sind normale, etwas kalkige Dachschiefer mit eingestreuten Silt- und Feinsandbänken. Anklänge an die Ahornenschichten sind kaum vorhanden. Der Gehalt an vulkanischen Komponenten und der Grad der Umwandlung der Feldspäte liegt nicht außerhalb der in Dachschiefern und Feinsandserien zu erwartenden Variation, d.h. die für den Taveyannazsandstein Typ IV charakteristische Zusammensetzung beginnt ohne Übergang unmittelbar über den liegenden Globigerinenschiefen. Diese basalen Dachschiefer messen einige m (nördlich vom Nüschentock).

stock) bis höchstens 20 m ("Stadschieferfenster von Wichlen") im Nordabschnitt der Hausstockscholle und erreichen eine wegen tektonischer Anhäufung schwer abschätzbare Mächtigkeit über dem Muttenbergensandstein und nördlich davon; ein Wert von 100 m dürfte plausibel sein.

In der Vorstegstockscholle markiert die Depression Guetbächi-Richetlipaß-Wichlenmatt eine schiefrige Abfolge, die sich über dem Vorstegsandstein einschaltet. STYGER (1961) hat hier eine "Untere Dachschieferzone mit normalem Altdorfersandstein" von 400 - 500 m ausgeschieden, mit einer Basis, die er das "Unterste Dachschieferband" mit "Basalem Altdorfersandstein" nennt; ihre Mächtigkeit dürfte 60 - 100 m betragen. Darüber folgt die mehrere 100 m mächtige Abfolge von Sandsteinbänken vom Typ IV mit zwischengeschalteten Dachschieferbändern, die mit dem Ruchisandstein gleichzusetzen ist. Schwieriger ist die Frage zu entscheiden, mit welchem Profilabschnitt der Taveyannaz-Formation der Vorstegstockscholle die Untergrenze des Ruchisandstein zu korrelieren sei. Sicher sind die basalen Partien des Ruchisandsteins in der Hausstockscholle vorwiegend als Dachschiefer entwickelt und diese Dachschiefer nehmen südwärts an Mächtigkeit rasch zu. In der Vorstegstockscholle setzen die Sandsteinbänke vom Typ II/III einige m unter dem recht abrupten Übergang des kompetenten Vorstegsandsteins (Sd/ShR größer als 10) in Dachschiefer mit Bänken vom Typ IV (Sd/ShR immer weit unter 1) aus. Dieser Übergang stellt die Obergrenze des Vorstegsandstein dar und es ist plausibel, hier die Untergrenze des Ruchisandstein anzunehmen. Der Vorstegsandstein weist ja sonst, mit Ausnahme seiner Basis in einem mittleren und südlicheren Abschnitt, keine Dachschieferbänder auf, die mit den basalen Dachschiefeln des Ruchisandstein verglichen werden können.

Die Obergrenze des Ruchisandstein wird definiert durch den stratigraphischen Übergang von Taveyannazsandsteinen vom Typ IV in Sandsteine vom Typ "Grès du Val d'Iliez" (VUAGNAT 1952), d.h. durch die Untergrenze der Elmer-Formation (siehe S. 41), dadurch daß die Grobsandfraktion immer mehr Diabase enthält. Dieser Übergang vollzieht sich in der Vorstegstockscholle im Sernftal im Querschnitt Sulzrus - Chüebodenrus. In der Hausstockscholle wird der Ruchisandstein durch die Überschiebung des Blattengratdivertikels generell schichtparallel abgeschnitten, doch scheint es, daß hier noch annähernd das ganze Formationsglied vertreten ist: auf Rossalpi im Hintertal fand sich ein Handstück unter der Überschiebung mit einer undeutlich ausgebildeten Diabaskomponente (vgl. S. 36).

Der Vergleich des Ruchisandsteins der Hausstockscholle und der Vorstegstockscholle muß sich auf einige generelle Aussagen beschränken, denn die tektonischen Störungen und die Aufschlußverhältnisse des Ruchisandsteins sowohl im Linthal wie im Sernftal erlauben nicht, einzelne Sandsteinkomplexe mit solchen unter dem Ruchi zu vergleichen, auch war es nicht möglich, die beiden mächtigen Sandsteinbänke des Hintersulzhorns und des Nüschensocks - vom Typ II/III - in der Vorstegstockscholle aufzufinden. Sicher ist der Ruchisandstein in der Vorstegstockscholle mächtiger und schieferreicher entwickelt als in der Hausstockscholle. Schon in dieser ist eine rasche Zunahme des Dachschieferanteils nach Süden festzustellen; neben dem erwähnten Auskeilen der basalen Dachschiefer gegen Norden (das nicht auf das Einschalten von Sandsteinbänken zurückgeführt werden kann, da die Gesamtmächtigkeit des Formationsgliedes gegen Norden ebenfalls abnimmt), vergrößert sich nordwärts die Sd/Sh-R des ganzen Ruchisandsteins. Unter dem Nüschensock beträgt sie für das ganze, hier nur leicht ausgequetschte Formationsglied ungefähr drei, in der Ruchiwand ist sie selbst in den eigentlichen Sandsteinbändern, fast immer unter 3.

Die Gesamtmächtigkeit dürfte unter dem Ruchi, unter der Annahme, daß hier die ganze Abfolge vertreten ist, höchstens 400 - 500 m, in der Vorstegstockscholle, nach vorsichtiger Schätzung, 500 - 600 m im Minimum betragen.

Am Nordende der Hausstockscholle wird der Raum zwischen den liegenden Globigerinenschiefern und der Vorstegstockscholle weiter eingeengt, so daß die Mächtigkeit auch nördlich von Nüschensock und Hintersulzhorn, wo sie 115 - 120 m beträgt (DE QUERVAIN 1928:59, STYGER 1961:112), noch weiter abnehmen muß, ohne daß aber Anzeichen dafür vorhanden wären, daß der Ruchisandstein gänzlich auskeilen würde. Dies könnte als weiterer Hinweis dafür aufzufassen sein, daß der Muttenbergensandstein der Panixerpaßplatte als nördliche Randfazies des Ruchisandsteins zu betrachten sei. Die petrographische Zusammensetzung der Grob-

sandfraktion stimmt in beiden Formationsgliedern überein, ebenso die Gesamtmächtigkeit an der postulierten Trennfläche Hausstockscholle - Panixerpaßplatte. Da ja der äußerst massige Muttensandstein sich ostwärts in eine gut geschichtete Abfolge auflöst, ist es durchaus denkbar, daß sich südlich der kompakten Masse der Muttensandsteine und Crap Ners ebenfalls eine gebankte Schichtreihe einstellen könnte. Der gefleckte und stark grünliche Aspekt wäre dabei als Resultat einer leichten Metamorphose im Sinne von MARTINI (1968) zu betrachten. Die einzige Unstimmigkeit ist in der Tatsache zu sehen, daß die beiden mächtigen Einzelbänke vom Typ II/III unter dem Ruchi, die in gleicher Ausbildung im Dach der Hausstockscholle bis fast an den Nordrand der Scholle festgestellt werden können, im Muttensandstein nicht mehr vorkommen, wo ja immer die tieferen Bänke zuerst, die höchsten zuletzt nordwärts auskeilen (vgl. S. 12/14, 38). Diese beiden Bänke würden also nach dieser Rekonstruktion eine Ausnahme von der beobachteten Regel darstellen.

3.2 Die Elmer-Formation

In der Vorsteigstockscholle liegen über dem Ruchisandstein der Taveyannaz-Formation - im Sernftal nördlich des Querschnitts Chüetal-Sulzrus, im Linthal zwischen Durnachtal und Diestal mit diesem intensiv verschuppt - Dachschiefer vom selben Typ wie im Liegenden und Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Illeiez. Der Übergang ist fließend, die höheren Sandsteine des Ruchisandsteingliedes werden allmählich kalkreicher, die Farbe besonders der grobsandigen Bänke ändert sich von grau bis dunkelgrau mit grünlichem Ton nach mausgrau, die auffälligen Komponenten von Milchquarz nehmen zu, der Anteil der Schiefereinschlüsse nimmt ab. Dieser Übergang findet in einem Profilabschnitt von mehreren 100 m statt. Ein rascherer Wechsel ergibt sich beim Vergleich der Komponenten in der grobsandigen Fraktion. Längs eines Profilabschnitts von sicher weniger als 100 m erscheinen in wachsender Anzahl die für "Grès du Val d'Illeiez" typischen Diabase divergent-intersertaler und arboreszierender Struktur. Dieser Übergang läßt sich am besten in der Sulzrus beobachten:

Die auf der südlichen Flanke des Bacheinschnittes, auf 1070 m anstehenden Sandsteine sind alle noch Taveyannazsandsteine vom Typ IV. Auf der gegenüberliegenden Bachseite, in einer dachschieferreichen Abfolge, finden sich bereits Sandsteine, die dem Typ Grès du Val d'Illeiez zugerechnet werden müssen. Die tektonische Situation der Sulzrus ist nicht zu überblicken; intensive Detailverfaltung und z. T. Verschuppung, sowie ein Bruch, der offenbar die südliche Bachflanke heruntergesetzt hat, verunmöglichen die genaue Rekonstruktion der stratigraphischen Beziehungen. Das zögernde Einsetzen der Diabase spricht aber deutlich für einen stratigraphischen Verband von Taveyannaz- und Elmer-Formation, mit einem Dachschieferband von 30 - 100 m Mächtigkeit in der Übergangszone. Die Formationsgrenze wird an die Basis dieser Dachschiefer gelegt.

Man hat, zumindest für die grobsandigen Bänke, nicht den Eindruck, daß im Übergangsbereich eine eigentliche Wechsellagerung von Taveyannazsandstein vom Typ IV mit Sandsteinen vom Typ Grès du Val d'Illeiez stattfindet; wenn die Diabase einmal eingesetzt haben, sind sie profilaufwärts stets in der sandigen Fraktion festzustellen.

Die Aufschlußverhältnisse im Sernftal erlauben nicht, ein Gesamtprofil der Formation zugeben: sie ist zwar im einzelnen intensiv verfaltet und verschuppt, aber weist doch keine größeren tektonischen Komplikationen auf. Auf der Ostseite des Linthals sind offenbar größere Strömungen vorhanden, so daß nicht einmal die Großstrukturen zu überblicken sind. Sicher ist, daß sich vom Durnachtal an gegen N Elmersandsteine zumindest am Fuß der Hänge einschalten, während darüber Ruchisandsteine anstehen. Die tektonischen Verhältnisse auf der linken Seite des Linthals sind für eine Profilaufnahme wieder günstiger, doch sind nur gerade die tiefsten Anteile der Elmer-Formation erhalten geblieben. FREY (1965:112) beschreibt Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Illeiez, die sich über Ruchisandsteinen einschalten, mit einem zwischengelagerten Dachschieferband von 20 m. Die Mächtigkeit wird mit mindestens 20 m angegeben. Im Dach werden diese Sandsteine vom Blattengratdivertikel abgeschnitten. Für eine allgemeine kurze Charakterisierung werden

hier deshalb nur die Verhältnisse im Sernftal herangezogen.

Die Elmer-Formation besteht aus einer Abfolge von Dachschiefern und Sandsteinen. Die einzelnen Sandstein- und Dachschieferbänder können Mächtigkeiten bis gegen 50 m erreichen, das Sand/Schiefer-Verhältnis (für Profilabschnitte über 100 m) liegt immer unter 2 bis 3. Für die ganze Formation ist dafür ein Wert von sicher unter 1 anzunehmen. Der Sandstein ist ausgezeichnet gebankt, mit einzelnen Bänken von einigen dm im Durchschnitt, einige m (Höchstwert: 6 m) in selteneren Fällen. Die Sandsteinbänke < 1 m sind meist ausgezeichnet gradiert, besonders im oberen Abschnitt; oft ist eine wesentlich gröbere Fraktion in einer ganz dünnen Schicht an der Basis der Bank konzentriert. Offensichtlich sind die Sande weniger gut sortiert als im sedimentologisch ähnlichen Ruchisandstein. Fließmarken weisen, wie im Ruchisandstein, auf SW/NE bis W/E, im Mittel WSW/ENE, gerichtete Strömungen hin (Fig. 15, 2/4). Schiefereinschlüsse sind selten und beschränken sich meist auf die dickeren Bänke. Diese weisen zudem z. T. eine Repetition der Gradierung auf; gelegentlich bildet die gröbere Fraktion Nester innerhalb einer Bank. Fast immer kann gezeigt werden, daß sich diese Nester entlang einer schichtparallelen Linie anordnen und so die Basis eines neuen Gradierungszyklus markieren. Große Effusiveinschlüsse konnten nur an einer Stelle aufgefunden werden:

Bei der Runse, welche von Meißenboden, zwischen Matt und Elm, zur Meißenegg hinaufzieht, treten auf 1200 m Höhe, an der Unterfläche einer 50 cm mächtigen Bank, mehrere (12 - 15 verteilt auf einer Fläche von 3 m²) 1 - 4 cm große Effusivbrocken auf, ununterscheidbar von denjenigen der Taveyannaz-Formation, nur daß hier keine Augite und (?) Hornblenden auftreten. Diese Brocken sind sehr gut gerundet und in der Schichtebene etwas abgeplattet; sie stecken in einer einige mm dicken Tonhülle mit Siltschnürchen in konzentrischer Anordnung.

Wie in der Taveyannaz-Formation herrscht ein deutlicher Kontrast zwischen der Größe (einige cm gegenüber maximal einigen mm)¹⁰⁾ und der Zusammensetzung (heteroform gegenüber uniform) der Einschlüsse zu den normalen Komponenten der Sandsteinbank; aber im Gegensatz zur Taveyannaz-Formation fügen sich die Einschlüsse des Elmersandsteins gut in die Vertikalsortierung der Bank. Man darf also annehmen, daß die Auswürflinge der Sandmasse inkorporiert und in einem Trübestrom verfrachtet worden sind, mit rollender Bewegung am Sedimentboden.

.21 Die Obergrenze der Elmer-Formation

Der Weg ins Geißtal, einem rechten Seitental der Sernft südlich von Matt, traversiert auf 1140 m bis ca. 1300 m ein eng verfaltetes, etwa 100 m mächtiges Dachschieferband. Ein Sandsteinband zieht im Liegenden auf der rechten Geißtalflanke, ebenfalls eng verfaltet, hangaufwärts gegen den Schafgrind. Der Übergang der Sandsteine in die hangenden Dachschiefer vollzieht sich auf einer Distanz von nur einigen m. Nach N sind diese Dachschiefer in den Geißbergwald hinein zu verfolgen und bauen hier den gut sichtbaren Abriß der Stoßwand auf. In den höheren Partien schalten sich Sandsteinbänke ein, alle vom Typ Grès du Val d'Iliez und alle ausgezeichnet gradiert. Der Gehalt an vulkanischen Komponenten nimmt sukzessive ab, bis auf wenige Prozent in den höchsten Bänken, und die Farbe im Bruch wird leicht hellgrau, gegenüber grau und dunkelgrau mit ganz leicht grünlichem Stich in den tieferen Abschnitten der Elmer-Formation.

Eine Sandsteinbank hat nun einen deutlich anderen Aspekt. Sie wittert orange/braun an, hat auch im Bruch einen bräunlichen Ton und ist, im Gegensatz zu allen übrigen Bänken der Elmer-Formation auch in der Grobsandfraktion laminiert. Sie führt reichlich Nummuliten, Operculinen und Heterosteginen, die ebenfalls nach der Größe vertikalsortiert sind. Es sind vorwiegend Formen des oberen Mittel-Eozän, aber auch des Ober-Eozän; eine mindestens teilweise Aufarbeitung ist also zu erwarten. Es lassen sich die folgenden Formengruppen unterscheiden:

10) Der größte maximale Korndurchmesser an der Basis von mehreren m mächtigen Sandsteinbänken beträgt sonst in der Elmer-Formation höchstens 0,5 - 1,0 cm.

Fig. 9.

Bankmächtigkeit und Korngröße in den Profilen Rüschenweid und Stoßwand. Variation des Quotienten (Bankmächtigkeit/Maximale Korngröße an der Basis) entlang der Profile Rüschenweid und Stoßwand. Das Profil Rüschenweid ist etwas auseinandergezogen, um identische Sandsteine ungefähr zur Deckung zu bringen. Kreuze: Rüschenweid N, Kreise: Rüschenweid S, kleine Punkte: Stoßwand N, große Punkte: Stoßwand S.

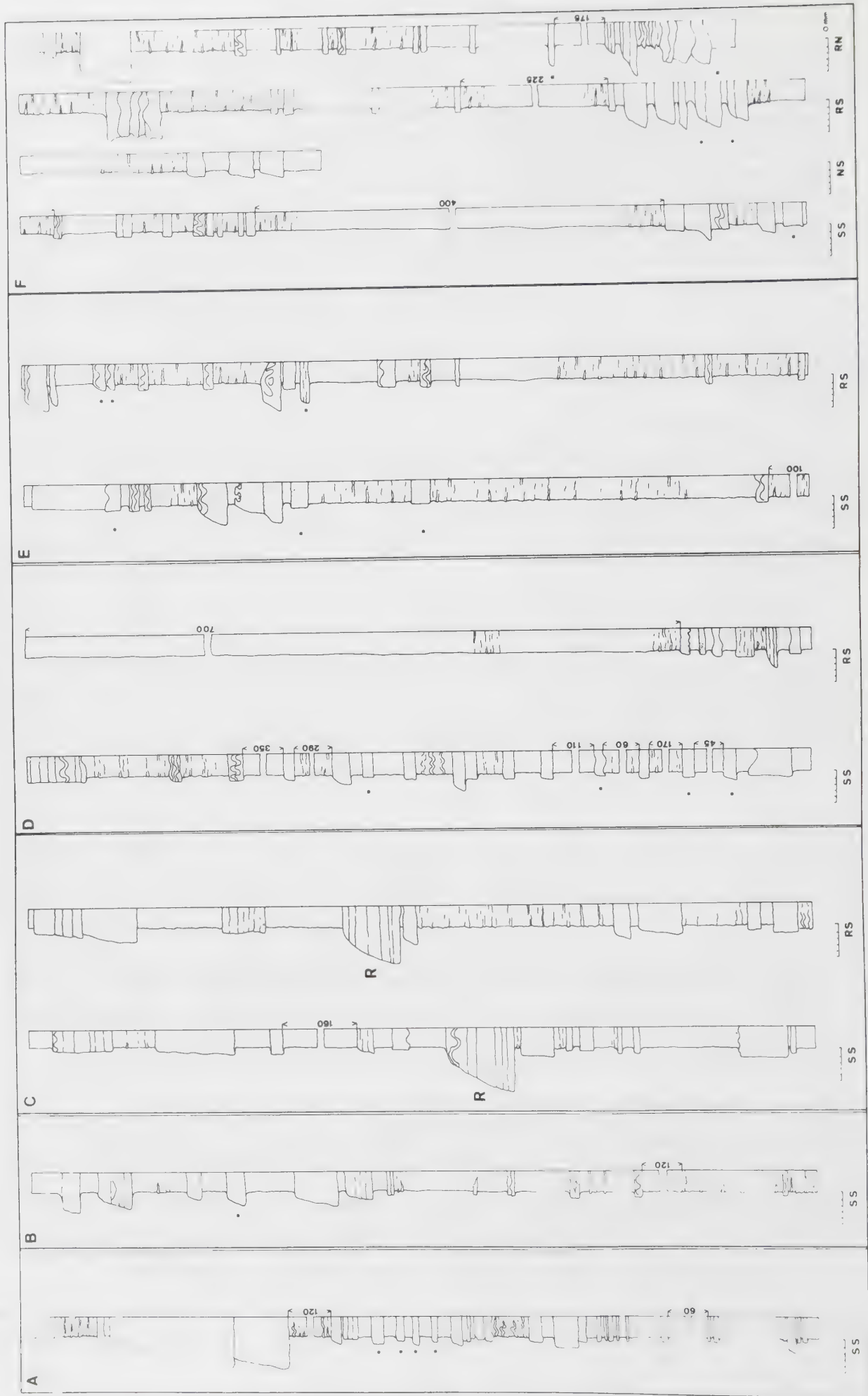
Legende zu Fig. 10 (Profil des Grenzbereichs Elmer-/Matter-Formation, S. 44/45):

SS: Profil südliche Stoßwand, NS: Profil nördliche Stoßwand, RS: Profil Rüschenweid Süd, RN: Profil Rüschenweid Nord, 1247: Profil P. 1247. Dieselbe Darstellung wie in Fig. 6. Die Profile sind bei gleichmäßiger Ausbildung der Dachschiefer oder bei Vorliegen von Schutt so verkürzt worden, daß möglicherweise korrelierbare Sandsteinbänke in gleicher Höhe zu liegen kommen.
R: Bank von Rüschenweid, E: "Grès du Val d'Illiez", e: fraglich "Grès du Val d'Illiez", G: "Grès de Matt-Gruontal", g: fraglich "Grès de Matt-Gruontal", S: Schutt. Die Sandsteine ohne Bezeichnung sind alle vom Typ Grès du Val d'Illiez. Die Zahlen geben die Mächtigkeit (in cm), des jeweiligen unverkürzten Profilabschnittes an. Die Profilabschnitte A-K sind dieselben wie in Fig. 11.



- (1) Formenkreis N. bericensis DE LA HARPE bis N. bouillei DE LA HARPE (oberes Lutetian bis unteres Oligozän).
- (2) Eher kleiner als die oben erwähnten Arten. Vergleichbar mit N. munieri FICHEUR, aber auch Anklänge an N. helveticus KAUFMANN (oberes Mittel-Eozän).
- (3) Meist schlecht erhaltene Formen, die möglicherweise in die Nähe von N. budensis HANTKEN fallen (Ober-Eozän?).
- (4) Am ehesten N. variolarius LAMARCK (oberes Mittel-Eozän bis unteres Ober-Eozän).
- (5) Fragliche N. latispira SAVI & MENEHINI (Mittel-Eozän).
- (6) Eher weitspiralige Formen vom Typ N. anomalus DE LA HARPE oder N. lorioli DE LA HARPE (diese ist allerdings größer) (Unter- bis Mittel-Eozän).
- (7) Weitspiralige Formen vergleichbar mit N. pulchellus-ruetimeyeri, ?N. bericensis. Diese Formen sind vor allem im Ober-Eozän vertreten.
- (8) Nach HOTTINGER (1964) wohl O. canalifera gomezi COLOM & BAUZY zuzuordnen (oberes Mittel-Eozän).
- (9) Äquatorialschnitte von H. helvetica KAUFMANN (oberes Mittel-Eozän bis Ober-Eozän).

Die Komponentenzusammensetzung der Sandfraktion ist dieselbe wie in den umgebenden Sandsteinen. Charak-



teristisch sind die ausgezeichnet gerundeten Quarzkörner in Feinsandgröße. Diese Bank kann auf beiden Seiten des Sernftals in etwa gleicher Mächtigkeit über längere Distanz verfolgt werden und weist an einigen Stellen genau die Sequenzen (Ta - Te) auf, die BOUMA (1962) als charakteristisch für einen Turbidit beschreibt. Diese Bank, welche als einzige in der ganzen Formation diese Merkmale besitzt, wird hier nach einem Vorkommen auf der rechten Talflanke der Sernft (Koord. 732 280/203 400) Bank von Rüscheweid genannt (Photo 3, 4; die Bezeichnungen a - e entsprechen denjenigen von BOUMA 1962:49). Es sind nicht immer alle Sequenzen vollständig beisammen, das Intervall c ("current ripple lamination") kann fehlen¹¹⁾. Im Profil "Südliche Stoßwand" konnten mehrere (2 - 3) Siltbänke und eine Sandsteinbank mit derselben petrographischen Zusammensetzung und ebenfalls mit Foraminiferen gefunden werden, doch weist das Gefüge jeweils nicht die vollständigen Sequenzen (Ta - Te) wie bei der Bank von Rüscheweid auf. Besonders die Lamination in der sandigen Fraktion fehlt und die Mächtigkeit ist stets geringer. Diese Bänke können deshalb ohne weiteres von der Bank von Rüscheweid unterschieden werden. Sie treten im Profil unterhalb von dieser auf.

Charakteristisch für diesen Profilabschnitt sind Sedimentgleitungen in den Dachschiefeln. Diese Gleitungen kommen nur bei Anwesenheit von größeren Sandsteinbänken vor und ergreifen Schichtstöße von höchstens einigen m mit liegenden Sedimentfalten von bis 1 m Amplitude. (Fig. 10, 11, Photo 7, 8, S. 49).

Über der Bank von Rüscheweid schalten sich Sandsteinbänke vom Typ Matt-Gruontal ein und es ergibt sich eine Wechsellagerung mit "Grès du Val d'Illez". Obwohl dieser Sandsteintyp das wesentliche Charakteristikum der Elmer-Formation darstellt, ist es doch zweckmäßig, nicht die höchsten Sandsteinbänke dieses Typs für die Definition der Obergrenze der Formation heranzuziehen, sondern die Bank von Rüscheweid, die als Leithorizont auf weite Strecken verfolgt werden kann (vgl. S. 20). Man erhält damit ein eindeutig homochrones Bezugselement. Als Typusprofil gelte das Profil "Südliche Stoßwand" (Fig. 10, 11) und die Obergrenze der Elmer-Formation wird an die ganz scharf ausgebildete Basis der Bank von Rüscheweid gelegt.

Die Gesamtmächtigkeit der Elmer-Formation kann nicht genau angegeben werden. Sicher beträgt sie über 500 m. Ein Wert von 7-800 m dürfte realistisch sein.

In den Fig. 10 und 11 sind fünf Detailprofile wiedergegeben. Festgehalten wurden jeweils die Bankmächtigkeiten, die maximale Korngröße an der Basis, die verschiedenen Strukturelemente (Gradierung, Schrägschichtung und "convolute bedding", Laminierung in den Siltbänken) sowie petrographischer Sandsteintyp nach VUAGNAT (1952). Ausgeschieden sind auch Bänke der Silt- und Sandsteinfraktion mit einem erhöhten Tonanteil in der Grundmasse, welche im Bruch dunkelgrau bis fast schwarz erscheinen. Bei der Korrelation der einzelnen Bänke ist zu berücksichtigen, daß die feine Fraktion bei stärkerer tektonischer Beanspruchung oder ungünstiger Anwitterung leicht übersehen werden kann.

Die 5 Profile sind:

Westseite des Sernftals

Südliche Stoßwand: entlang der Runse, welche von den Geißtalchöpf gegen P. 926 hinunterzieht, im Übersichtsplan Fallrus genannt. Die Schichten liegen generell horizontal und aufrecht. Das Profil beginnt auf 1050 m Höhe (731 420/201 050) und endet bei 1120 m (731 340/201 050).

Nördliche Stoßwand: entlang eines untiefen Einschnittes unmittelbar nördlich der Stoßwand. Die Schichten liegen aufrecht, horizontal bis nordfallend. Beginn bei 1120 m (731 300/201 500), Ende bei 1160 m (731 270/201 500). Dieses Profil ist in der Abwicklung etwa 6 - 700 m nördlich vom vorigen Profil gelegen.

11) Es handelt sich hier nicht um eigentliche Strömungsrippeln, sondern um "convolute bedding", nach BOUMA (1962) ebenfalls charakteristisch für das Intervall c. Interessanterweise sind die Zylinderachsen dieser Einwicklungen in WSW/ENE - Richtung angeordnet, d.h. parallel zu den zwar nur 1-2 cm langen und undeutlichen Fließmarken im Dach der Bank, welche aber mit der generellen Strömungsrichtung in diesem Schichtabschnitt übereinstimmen.

P. 1247: entlang einer Trockenrunse unmittelbar südlich P. 1247 (Bawald, Matt). Der Weg Chrauch - Wissenberge führt in Zickzack-Schleifen dem Profil entlang. Die Schichten sind hier, wie auf den folgenden Profilen, ungefähr horizontal bis leicht südfallend und verkehrt. Beginn bei 1240 m (732 300/203 150), Ende bei 1170 m (732 250/203 050).

Rüschensweid Süd: mit Rüschensweid wird im Übersichtsplan (Blatt Engi) die Wiese auf 1300 m über der Schrändenus (Matt) bezeichnet. Das Profil ist entlang der Fortsetzung dieser Runse aufgenommen. Beginn auf 1340 m (732 280/203 400), Ende auf 1295 m (732 230/203 390). Das Profil ist in der Abwicklung 300 m südlich vom vorhergehenden anzusetzen.

Rüschensweid Nord: Beginn auf 1350 m (732 210/203 540), Ende auf 1320 m (732 200/203 490). Das Profil liegt in der Abwicklung 100 - 150 m südlich vom vorhergehenden.

Wenn man ein Streichen des Flyschtroges von WSW nach ENE annimmt, dürften die Aufnahmen der beiden Talseiten im Längsprofil des Troges etwa 1,5 km auseinanderliegen.

Beim Versuch einer Korrelation der einzelnen Profile ergeben sich einige Anhaltspunkte, die bei einer Deutung der Sedimentologie zu beachten sind (vgl. Fig. 9):

- Die Bank von Rüschensweid erstreckt sich über das gesamte Gebiet in gleichmäßiger Ausbildung und Dicke.
- Sandsteine können über größere Distanzen (im Kilometerbereich) im allgemeinen nur in Gruppen korreliert werden, Einzelbänke nur über kurze Distanzen (Hektameterbereich), und auch dann nur mit Unsicherheiten.
- Feinsand- und Siltbänke können auch über kurze Distanzen selten korreliert werden.
- Die Mächtigkeit der einzelnen Bänke unterliegt senkrecht zur Trogachse auf kurzer Distanz in - soweit überblickbar - unsystematischer Weise großen Mächtigkeitsschwankungen, bis zu einem Faktor 2; möglicherweise können sogar einzelne Bänke verschwinden.
- Die Bankmächtigkeit ist stromaufwärts (gegen WSW) größer. Die gemittelte Bankmächtigkeit der Sandbänke beträgt auf Stoßwand 0.32 m (Anzahl der Messungen $N = 37$; Varianz $s^2 = 0.152$) und auf Rüschensweid 0.24 m ($N = 46$; $s^2 = 0.034$). Berücksichtigt man nur Sandsteinbänke in den eindeutig korrelierbaren Abschnitten, so betragen die Mittelwerte 0.46 resp. 0.26 m. Da die Anzahl der Bänke nur geringfügig abnimmt, kann es sich nicht einfach um eine Verschmelzung von Einzelbänken handeln.
- Die größte maximale Korngröße an der Basis nimmt ostwärts zu. Die Mittel betragen in den beiden Profilen 0.49 mm ($N = 37$; $s^2 = 0.380$) resp. 0.82 mm ($N = 46$; $s^2 = 0.360$), in den korrelierbaren Abschnitten 0.56 resp. 0.90 mm.
- Der Koeffizient "Bankmächtigkeit/Korngröße" nimmt daher durch das ganze vergleichbare Profil hindurch stromabwärts ab.
- Die Dachschiefermächtigkeiten sind in der Stoßwand größer als auf Rüschensweid.

In Bezug auf die Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal können die folgenden Bemerkungen gemacht werden.

- Die Sandsteinbänke können nicht korreliert werden, mit Ausnahme der tiefsten Bank in den Profilen Rüschensweid; deren Mächtigkeit nimmt in der Abwicklung südwärts zu.
- Im stratigraphisch obersten Abschnitt schaltet sich in der Rüschensweid ein fast sandfreies Dachschieferband von 20 - 40 m Mächtigkeit ein. Dieses Band zieht unter gleichmäßigem und leichtem Südfallen nordwärts über die Bodenus bis unter Hübel. Topographisch darüber - stratigraphisch darunter - erscheinen plötzlich unter Hübel Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal in meist massiger Ausbildung und in mindestens 20 m Mächtigkeit und offenbar in stratigraphischem Verband mit den Dachschiefern. Sie werden von Divertikeln des Blattengrates und des Sardonafliesches abgeschnitten. Die Schichten des Profils Rüschensweids Nord sind nordwärts nicht mehr anstehend, sie werden anscheinend ebenfalls

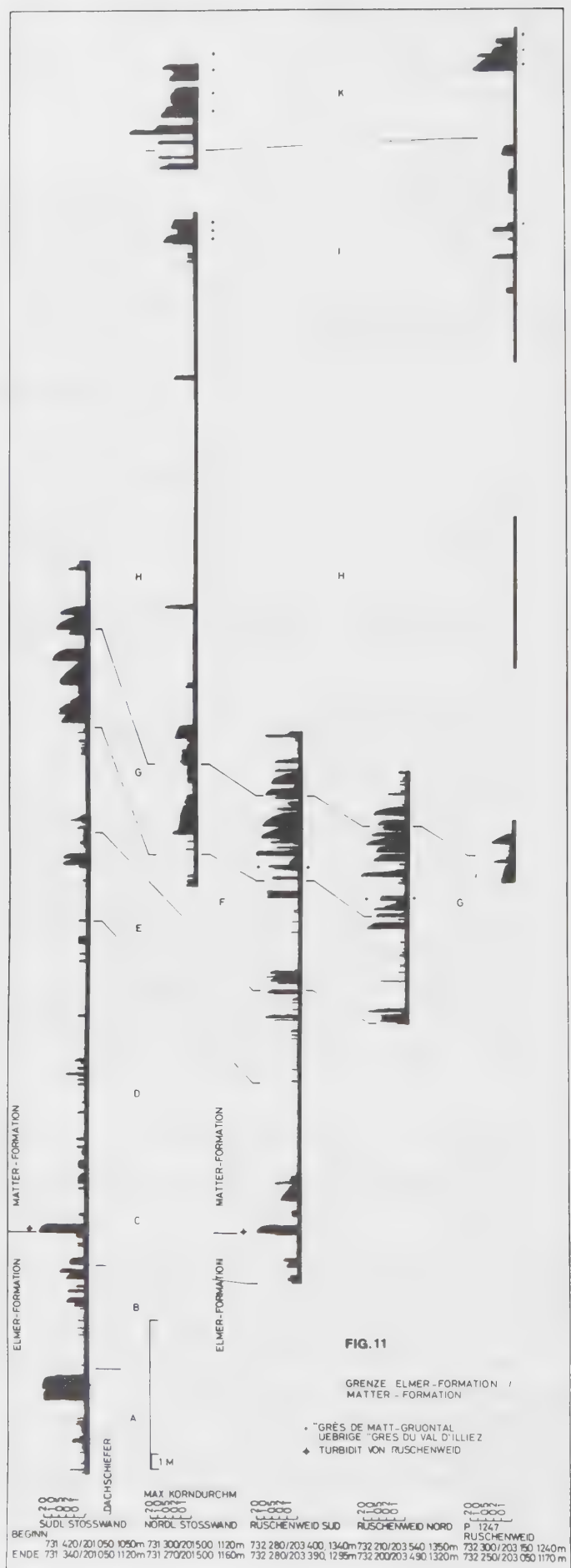


Fig. 11.

Grenze Elmer-/Matter-Formation;
Übersicht der Profile von Fig. 10.

tektonisch abgeschnitten. Das bedeutet, daß die Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal eines etwas südlicheren Abschnittes in einem wesentlich tieferen Niveau einsetzen. Da es sehr unwahrscheinlich ist, daß die beiden Sandsteintypen sich gegenseitig so rasch (1000 m) lateral ersetzen können, wird angenommen, daß die Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Illicz (inkl. der Bank von Rüscheweid) des Profils von Rüscheweid vor Ablagerung der jüngeren Sandsteine abgeglitten sind. Diese Rekonstruktion ist auch in den Profilen Fig. 3 und 13 angedeutet.

3.3 Die Matter-Formation

Über der Bank von Rüscheweid schalten sich massige Sandsteine ausschließlich vom Typ Grès de Matt-Gruontal, ein und bauen ein einförmiges Profil auf mit einigen, meist tektonisch ausgequetschten, weniger als 10 m mächtigen Dachschieferbändern mit viel Silt- und Feinsandbänken und -laminae. Die Mächtigkeit dieser Sandsteine beträgt auf der Ostseite des Tales 400 - 500 m, auf der Westseite über 500 m. Im abgewinkelten Profil wird die Sandsteinabfolge nach Süden stratigraphisch rasch geringmächtiger (vgl. Fig. 2, 3, 13), während nordwärts noch eine Zunahme zu erwarten ist. Größere, fast sandsteinfreie Dachschiefermassen entwickeln sich rasch über den Sandsteinen im Erlenwald (Westseite) und im Diggerwald (Ostseite) und sind besonders auf der linken Talflanke nach Norden unter der Hauptüberschiebung tektonisch angehäuft: sie werden als Formationsglied der Engi-Dachschiefer ausgeschieden (siehe Abschnitt .31). Diese Sandstein- und Dachschiefermasse über der Elmer-Formation wird Matter-Formation genannt. Die Untergrenze ist durch die Obergrenze der Elmer-Formation definiert; die Obergrenze der Matter-Formation ist ein tektonischer Schnitt (Überschiebung des ausgewalzten Blattengratdivertikels unter der Hauptüberschiebung).

Die petrographische und auch die sedimentologische Ausbildung der Sandsteine ist im unteren Profilabschnitt ziemlich uniform. Die Bankung der Hauptmasse ist schlecht ausgeprägt und läßt sich oft nur aus der Ferne erkennen. Dachschiefer als dünne Häute, als zerrissene Fetzen oder Linsen, selten als Bänder, trennen die massigen Einzelbänke von bis über 10 m Dicke. Nur die tiefsten und höchsten Bänke der Sandsteinmasse sind in der Nähe der liegenden und hangenden Dachschiefer besser gebankt, mit Einzelmächtigkeiten bis 2 m.

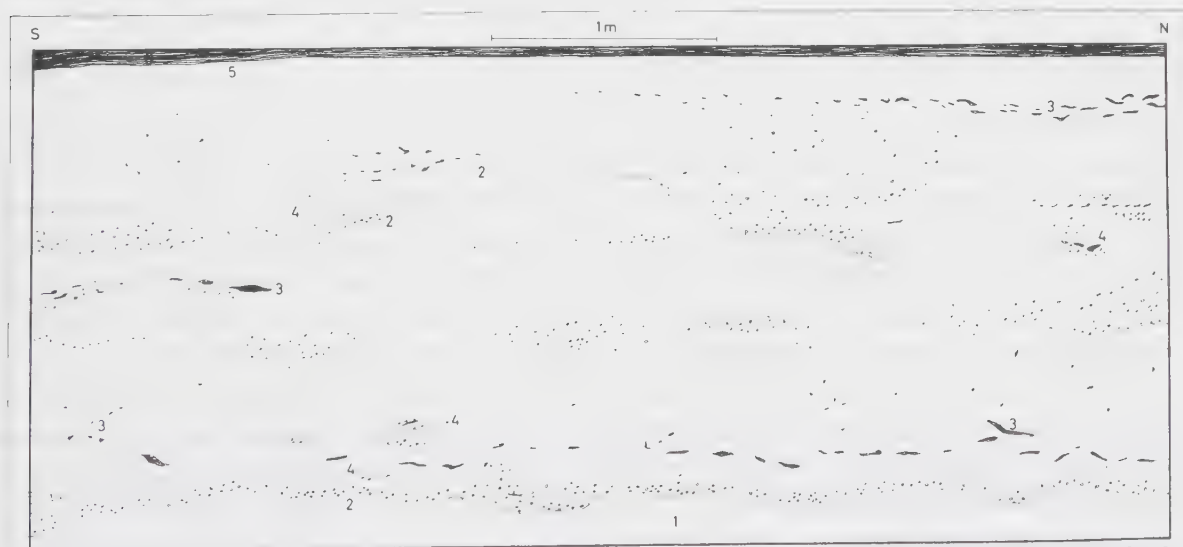


FIG. 12

Fig. 12. Ausschnitt aus Sandsteinbank im Steinbruch Matt, "Grès de Matt-Gruontal". Ursprünglich verkehrte Lagerung; (1) feinkörniger homogener Sandstein, (2) interne Oberfläche mit feinem Tonbesatz, (3) Tongallen, häufig in Schlieren angeordnet, (4) Nester von grobkörnigem Sandstein, Komponenten bis 10 mm ϕ , Untergrenze meist scharf, ohne Tonbesatz, (5) scharfer Übergang in siltige Dachschiefer (6) mit feinen Strömungsmarken.

Für eine sedimentologische Deutung werden die wichtigsten charakteristischen Merkmale des sandsteinreichen tieferen Abschnittes der Matter-Formation hier zusammengestellt (vgl. Fig. 12):

- Die Sandsteine sind grob gebankt, mit Einzelbänken bis über 10 m Mächtigkeit. Das Sandstein/Schiefer-Verhältnis (Sd/Sh-R) ist manchmal größer als 50 und beträgt im Mittel etwa 20.
- Die Sandsteinbänke über 1 m Mächtigkeit sind nie vertikal-sortiert. Die Korngrößenverteilung ist im allgemeinen sehr homogen, wobei aber in diese Grundmasse Bänder, Nester und Schlieren einer gröberen Fraktion eingeschaltet sein können. Diese Einschlüsse sind häufig vertikalsortiert.
- Bänke von einigen cm bis 1 m können vertikalsortiert sein, besonders wenn sie in schiefrige Partien eingelagert sind. Nur bei diesen gradierten Bänken ist manchmal ein erhöhter Tongehalt in der Grundmasse festzustellen (dunkler im Bruch).
- Der größte gefundene Korndurchmesser liegt bei 1 cm (Ostseite des Tals) und 3 cm (Westseite). Dem entspricht auch die deutlich mächtigere Ausbildung der Sandsteinabfolge auf der Westseite gegenüber der Ostseite (vgl. Fig. 2, 3).
- Strömungsmarken sind selten oder (bei massigen Sandsteinen) durch große "load casts" überprägt. Die Strömungsrichtung wechselt stark (Fig. 15/5,6): aus einem Sektor W-S (linke Talflanke) und aus W-S-E (rechte Talflanke).
- Die Ausdehnung in SW-NE Richtung ist unbekannt. Auf Grund der fächerförmigen Anordnung der Strömungsmarken mit dem Zentrum ungefähr über dem Sernftal und ganz analog der Situation im Reußtal (RADOMSKI 1961:455/56, FREY 1965:121/22), hat man den Eindruck, daß der Sandsteinkörper seitlich rasch auskeilt und nicht bis ins Linthal gereicht hat (vgl. Fig. 15/10,12).
- Feine Tönhäute in ebener oder in mehr oder weniger stark welliger Ausbildung durchziehen grob schichtparallel die einzelnen Bänke. Sie stellen, zumindest in einigen Fällen, tektonisch ausgewalzte feine Schieferzüge dar, mit anthrazitglänzenden Rutschharnischen. Sie finden sich häufig, aber nicht ausschließlich, an der Basis von gradierten Einschlüssen.
- Längliche Schieferfetzen sind unregelmäßig oder in schichtparalleler Anordnung in die Grundmasse eingestreut. Sie sind selten gerundet und haben sehr selten einen Kranz von gröberen Komponenten ("mudballs"). Die Schiefereinschlüsse können normale Dachschiefer der Matter-Formation oder fremder Herkunft sein. Diese sind kalkiger, ohne Siltlaminae und manchmal gefleckt wie Globigerinenschiefer und führen Foraminiferen¹²⁾.
- Die Größe der Schiefereinschlüsse beträgt einige dm im längsten Durchmesser. Bei größeren Dachschiefereinschlüssen kann nicht entschieden werden, ob es sich um Reste von wegerodierten oder tektonisch ausgequetschten, stratigraphischen Einlagerungen von Dachschieferbändchen handeln könnte. Der größte sicher allochthone Schiefereinschluß fand sich auf der Westseite des Tales, beim Weg Matt-Rietboden auf 1280 m. Es handelt sich um gefleckte Globigerinenmergel; die Linse ist stark abgeplattet und ausgefranst mit einem größten Durchmesser - senkrecht zur Schichtebene - von über 1/2 m.
- Die Dachschiefer in den basalen Partien können leicht kohlehaltig sein. Im übrigen gleichen die Dachschieferbänder, abgesehen vom größeren Siltgehalt, den Dachschiefermassen im oberen Abschnitt der Matter-Formation (siehe unten).

.31 Das Formationsglied der Engi-Dachschiefer

Über der Sandsteinmasse im unteren Teil der Matter-Formation schalten sich mächtige Dachschiefer ein, die auf beiden Talseiten in mehreren Brüchen¹³⁾ abgebaut worden sind und die bekannten Fischfunde geliefert haben (vgl. FRÖHLICHER & WEILER 1952:29). Der Übergang geht allmählich vor sich, es schalten sich immer mächtigere Schieferbänder zwischen einzelne Sandsteinabfolgen und diese werden profilaufwärts immer geringmächtiger, bis nur noch einzelne Sand- und Siltbänke in einer homogenen Schiefermasse schwimmen. Der Übergang der Sandsteinmasse in reine Dachschiefer mißt auf der westlichen Sernftalseite über 200 m, auf der östlichen Seite dagegen wesentlich weniger. Beim Kartieren wurde die Untergrenze der Engi-Dachschiefer da gelegt, wo das Sandstein/Schiefer-Verhältnis über den Sandsteinen weniger als 1 beträgt. Dies entspricht oft einer Wechsellagerung von reinen Sandsteinabfolgen von etwa 10 m Mächtigkeit - mit teilweise gradierten und unter 1 m dicken Bänken- und Dachschieferbändern von 10 - 15 m mit ganz vereinzelt Silt- oder Sandsteinbänken.

12) Aus Anschliffen und Dünnschliffen (für eine Aufbereitung eigneten sich die Proben nicht) konnte die folgende Liste aufgestellt werden: Globigerinen (u.a. G. ?tripartita), Globorotalien (centralis- und cerroazulensis-Typ, G. ?centralis), ? Globigerapsis, ? Truncorotalia, ? Gaudryina, Hantkenina sp., ? Cibicides, Turborotalia, Ammobaculites; Spongiennadeln, Radiolarien. Nach J.P. BECKMANN ist diese Faunenassoziation vom Stadschiefer-Typ, und er möchte ihr ein ober-eozänes Alter zuweisen, wobei bei einigen Proben Oligozän nicht ausgeschlossen werden könne.

13) Der letzte Schieferbruch ist 1961 aufgelassen worden.

Profil durch die Untergrenze der Engi-Dachschiefer bei der kleinen Runse "Geißgadenritt" (Übersichtsplan Blatt Engi) auf der östlichen Talseite über Engi-Hinterdorf. Die Schichten liegen verkehrt und fallen mit 30° - 50° nach SE - SSE ein. Die Intersektion von Clivage- und Schichtflächen fällt mit 30° - 40° nach ESE. Einige Ost-West streichende senkrechte Störungen mit wenigen m Sprunghöhe durchsetzen das Profil. Dieses beginnt auf 1220 m Höhe (731 600/204 400) und endet bei 990 m (731 430/204 310):

Störung, z. T. Schutt; stratigraphisch darunter eine grobbankige Abfolge von konglomeratischen Sandsteinen mit dünnen (unter 1 m) und siltigen Dachschieferzwischenlagen.

- (1) 110 m Gebankte Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal, nicht gradiert, mit einzelnen konglomeratischen Lagen (Komponentendurchmesser maximal 0,5 - 1,0 cm). Die Bankmächtigkeit beträgt 1 bis mehrere m. Dachschiefer einschaltungen können einige m Mächtigkeit aufweisen und, manchmal gradierte, Fein- und Grobsandbänke von einigen dm Mächtigkeit enthalten. Das Sandstein-Dachschiefer-Verhältnis beträgt 10-15.
- (2) 10 m Wechsellagerung von höchstens 1/2 m dicken Sandsteinbänken mit siltigen Dachschiefern. Die Sd/Sh-R liegt unter 1. Die Dachschiefer sind im Bruch fast schwarz und weisen - in der aktuellen Position - nach Süden weisende Strömungslineare auf.
- (3) 8 m Fast dachschieferfreie Sandsteine mit Globigerinen führenden Schiefer einschlüssen bis 1 dm Länge.
- (4) 25 m Normale Dachschiefer. In der Nähe des Kontakts zu (3) einige 1 dm dicke Sandsteinbänke, sonst sandfrei. Im Bruch weisen die Dachschiefer einen leicht bläulichen Ton auf.
- (5) 6 m Gut gebankte Sandsteine mit dünnen Schiefer zwischenlagen. Die Sd/Sh-R ist unter 10.
- (6) 2 m Wechsellagerung von Dachschiefern und Siltbänken in dm-Mächtigkeit. Die Siltsteine sind gewellt und keilen z. T. seitlich aus.
- (7) 20 m Grobgebankte Sandsteine, z. T. konglomeratisch (Korndurchmesser bis 0,5 m) mit dünnen (einige dm) Dachschiefer zwischenlagen, Sd/Sh-R 10-20. Die Sandsteine sind durch vertikale Brüche gestört.
- (8) 20 m Normale sandfreie Dachschiefer.
Schutt.

Abfolge (8) muß - wie aus Vergleichen mit weiter nördlich anstehenden Aufschlüssen hervorgeht - die Basis einer mindestens 100 m mächtigen, fast sandsteinfreien, Dachschiefermasse darstellen. Die Untergrenze des Formationsgliedes der Engi-Dachschiefer wird an der Basis der Schicht (4) festgelegt.

Die Engi-Dachschiefer sind also ganz sicher mit der großen Masse der Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal im unteren Abschnitt der Matter-Formation stratigraphisch verbunden, wenn sich auch häufig gerade an der Untergrenze der Engi-Dachschiefer Verschiebungen einstellen. Die seltenen Sandsteinbänke in den eigentlichen Dachschiefern haben zudem immer dieselbe Komponentenführung wie im untern Teil der Formation, nur die Matrix ist jeweils leicht tonig und die Bänke sind fast immer gradiert.

Die Untergrenze der Engi-Dachschiefer verläuft auf der linken Talseite in leicht überkippter Stellung etwas nördlich der Runse im Vorder-Boligenwald, welche die Gemeindegrenze zwischen Matt und Engi bildet; auf der rechten Seite unter gleichmäßigem Südfallen von der Bodenrus (960 m) über Trittrus (1150 m) bis zur Altstafelrus (1240 m).

Die Engi-Dachschiefer weisen gegenüber den tieferen Schiefern des NHF einige besondere Charakteristika auf:

- sie führen organisches Material und werden von Wasserstoffsuperoxyd z. T. hell gebleicht. Ihre Farbe ist schwärzlicher als die der älteren Schiefer;
- Das Clivage ist nicht selten schichtparallel (vgl. S. 29). In den Fällen, wo das Clivage schief zu den Siltlaminae liegt, entsteht kein schön ebener Schnitt und die Schiefer sind zur Gewinnung von Platten nicht mehr geeignet ("wilde Schiefer", OBERHOLZER 1933).
- Sie weisen Siltlaminae auf, die in meist gleichmäßiger Dicke (Bruchteile von mm bis einige mm) über mehrere m durchziehen. Dabei ist der Siltgehalt in diesen Laminae nicht viel größer als in den tonigen Partien, die hellere Tönung beruht auf dem Karbonat, das in dichter bis leicht spätiger Form die Grundmasse der Laminae erfüllt.
- Die Siltlaminae haben eine scharfe Ober- und leicht verwischte Untergrenze. Dies rührt daher, daß an der Basis ganz feine Tonfetzen eingearbeitet sein können. Es wird dadurch eine verkehrte Gradierung vorgetäuscht; eine eigentliche Vertikalsortierung der einzelnen Laminae liegt nicht vor.
- In den Dachschiefern mit schichtparallelem Clivage entstehen Platten von 0,5 bis mehreren cm Dicke. In 70-90 % aller Fälle weisen sie eine härtere Unterseite auf, was durch Kratzen mit dem Hammer geprüft werden kann ("Härte" und "Linde" der Bergleute, OBERHOLZER 1933). Das beruht auf einer Anordnung der Siltlaminae in Sequenzen (Photo 6): über der Basis einer einzelnen Platte liegt ein relativ dickes Schichtchen, meist noch unterlagert von feinen Ausgüssen von Strömungsmarken und von ganz

feinen Siltlaminae und überlagert von nach oben dünner und seltener werdenden Siltlaminae. Unmittelbar unter der Basis einer Sequenz ist deshalb der Tongehalt am größten, so daß das Clivage hier auftreten muß. Die Spaltbarkeit ist auch nicht unbegrenzt (wie in den tieferen Dachschiefern), sondern durch den Schichtwechsel bedingt (OBERHOLZER 1933);

- Auf der Unterseite der Platten treten feine Strömungsmarken auf. Es sind meist "Flute Casts" oder nur leichte Dellen ohne ausgeprägte Asymmetrie im Aufriß und selten länger als 1 cm. Zusammen mit den Fischresten, die beim Abbau der "Glarner Schiefer" aufgesammelt wurden, sind auch Platten mit schön erhaltenen Strömungsmarken, besonders Rollmarken bekannt geworden (vgl. PAVONI 1959, PEYER 1957, SEILACHER & HEMLEBEN 1966). SEILACHER & HEMLEBEN haben auf die Ähnlichkeit der Strömungsmarken in den Engi-Dachschiefern und in den Hunsrückenschiefern hingewiesen. Reste benthonischer Faunen fehlen in den Engi-Dachschiefern vollständig, ebenso in den eingeschalteten Dachschiefern im untern Abschnitt der Matter-Formation. Dagegen beobachtet man im Gruontalkonglomerat, z.B. im Steinbruch von Seedorf, unregelmäßige, etwa 1 cm dicke Wurmspuren in den Sandsteinen und in den eingeschlossenen siltigen Dachschiefern.
- Die Siltlaminae sind nicht selten ganz fein schräggeschichtet. Die Ebenen der Schrägschichtungen sind dabei derart verbogen, daß die Ausbisslinien auf der Schichtfläche als parallele feine Wellen erscheinen und die Platten sehen aus, wie wenn sie mit einem feinen Besen wellenförmig gewischt worden wären, mit Perioden von einem bis mehreren dm und meist kleinerer Amplitude und mit einer Wischbewegung senkrecht zur Strömungsrichtung. Eine ähnliche Bildung hat SEILACHER (1960) im Hunsrückenschiefer beschrieben ("Runzelgirlanden"). Diese Strukturen sind auf der Schichtfläche nur bei günstiger Lage der Clivagefläche und bei günstiger Beleuchtung sichtbar.

Die Mächtigkeit der Engi-Dachschiefer ist unbekannt, sie sind oben durch die Blattengratüberschiebung abgeschnitten. Im Verkehrtchenkel der tiefen Blattengrateinspritzung auf der Ostseite des Sernftals, die offenbar als Synklinale ausgebildet ist (mit Dachschiefern in nicht überdrehter Stellung im Liegendschenkel), ist eine Mächtigkeit von noch höchstens 200 m vorhanden, die (beim Zurückklappen) südwärts sich auf einige 10 m reduziert. Auf der Westseite sind die Dachschiefer mehr als 2 km vor den Sandsteinen des unteren Abschnittes der Formation angehäuft und man möchte hier eine Mächtigkeit der Engi-Dachschiefer von 500 bis 1000 m vermuten, so daß man zum Schluß kommen könnte, die Engi-Dachschiefer würden sowohl südwärts wie seitlich vom Querschnitt der linken Sernftalseite, der Schüttungsachse der Sandsteine der Matter-Formation, sehr rasch an Mächtigkeit verlieren. Sie scheinen mit großer Wahrscheinlichkeit auch im Linthal nicht mehr vorzukommen, oder dann nur in reduzierter Mächtigkeit (die Dachschiefer über Haslen, auf der rechten Linthalseite zeigen einige Anklänge an Engi-Dachschiefer, da aber Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal fehlen, ist die Zuordnung nicht eindeutig).

3.4 Das Sandsteinvorkommen von Rinderboden (Photo 5)

Der in S. 23 erwähnte Aufschluß bei Rinderboden (Alp Wichlen, Koord. 726 500/194 900) unter der Schiter-eggschuppe führt Pectiniden, Nummuliten und Discocyclinen und unbestimmbare Bruchstücke organischer Herkunft. Die Großforaminiferen sind besonders in den kalkigeren Partien angereichert und nicht in der Größe sortiert; die Fauna dürfte deshalb vorwiegend oder ausschließlich autochthon sein. Der Erhaltungszustand ist meist gut. Bei den Nummuliten handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit nur um A- und B-Formen einer einzigen Spezies, die zur Gruppe N. rotularius-contortus-incrassatus-vascus zu stellen ist. Die größte Ähnlichkeit ergibt sich mit N. incrassatus DE LA HARPE (= ramondiformis); auffallend ist das Fehlen von Heterostegina helvetica.

Die Sandsteine sind gebankt, aber ohne eigentliche Schiefererzwischenlagen. Es wechseln grob- und feinsandige Lagen, der größte Korndurchmesser der eingelagerten Quarze beträgt 3 mm. Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Sandsteinvorkommens von Rinderboden kann mit 4 - 7 m angegeben werden; der Kontakt zur Taveyannaz-Formation ist aber nicht aufgeschlossen (vgl. S. 23). Die leicht siltige und tonige Kalkmatrix kann bis gegen 50 % ausmachen und die meist gut sortierte Grobsandfraktion enthält mindestens 50 % gerundete und von einem Kalzitsaum umgebene Quarze und Quarzite, die vom Kalzit korrodiert werden, untergeordnet fast völlig zersetzte Feldspäte nicht vulkanischen Ursprungs und akzessorisch einen im Dünnschliff olivfarbenen Turmalin (Schörl). Die übrigen Komponenten sind organischen Ursprungs; vulkanischer Detritus fehlt.

Das isolierte Vorkommen von Rinderboden ist am ehesten mit dem ebenfalls isolierten Gipfelsandstein des Kistenstöckli (STYGER 1966) zu vergleichen, das aber schlecht gerundete sedimentäre Komponenten nordhelvetischer Herkunft aufweist, die mehrere cm groß werden können. Dieses führt Heterostegina helvetica (KAUFMANN) und Nummulites incrassatus (DE LA HARPE) und ist deshalb ins Priabonian einzustufen

(STYGER 1961:71). Das Fehlen von H. helvetica im Sandstein von Rinderboden könnte vielleicht als Hinweis für jüngeres Alter (?Oligozän) aufgefaßt werden.

VUAGNAT (1945a, 1952)		BRÜCKNER (1946)	STYGER (1961)	FREY & LEUPOLD LSI (1962)		SIEGENTHALER (1972)	
Schächental Glarnerland		Zentral- und Ostschweiz	Linthal	Glarnerland Reußtal		Sernftal	
Grès d' Altdorf supérieurs	Grès de Matt-Seedorf (= Grès de Matt-Gruontal); Conglomerats du Gruontal	(Gruppe der) obere(n) Altdorfer- sandsteine		Matter- Sandsteine Gruontal- Konglomerate	Matter- Serie	Matter- Formation	Engi- Dachschiefer
	Grès de Taveyannaz du Val d' Illiez (= Grès du Val d' Illiez)	(Gruppe der) untere(n) Altdorfer- sandsteine	Altdorfersandsteingruppe	Altdorfersandstein- zone mit Bänken von grobem Altdorfer- sandstein (Erlenrus)		Elmer- Formation	Bank von Rüschenschweid
				Untere Dachschiefer- zone (mit normalem Altdorfersandstein = Diesbachsandstein)			
Grès de Taveyannaz (espèce IV)				Unterstes Dachschiefer- band (mit Bänken des Basalen Altdorfer- sandsteins)			Ruchisandstein und Muttensbergensandstein
Grès de Taveyannaz typiques		(Gruppe der) Taveyannaz- sandsteine	Taveyannazgruppe	Taveyannaz- sandsteine	Taveyannaz- Sandstein-Dachschiefer-Komplex	Taveyannaz- Formation	Vorsteg- sandstein

Tab. 4. Stratigraphische Gliederungen. Nach FREY & LEUPOLD (LSI: "Sandstein-Dachschiefer-Komplex", Tab. 1).

3.5 Zusammenfassung der Stratigraphie

Der NHF des Hausstockgebietes ist von unten nach oben in die drei lithostratigraphischen Einheiten Taveyannaz-, Elmer- und Matter-Formation gegliedert worden. Sie sind stratigraphisch miteinander verbunden.

Die Taveyannaz-Formation beginnt über den Globigerinenmergeln im Liegenden und endet profilaufwärts bei den tiefsten Einschaltungen von Sandsteinbänken vom Typ Grès du Val d' Illiez. In der Vorstegstockscholle kann an der Basis das Formationsglied des Vorstegsandsteins ausgeschieden werden, mit Taveyannazsandsteinbänken vom Typ II/III + IV, benannt nach der Typlokalität Vorsteg im Durnachtal (STYGER 1961). Das Formationsglied des Ruchisandsteins mit Taveyannazsandstein IV, in der Vorstegstockscholle im Hangenden des Vorstegsandsteins und benannt nach dem prachtvollen Aufschluß in der Ruchiwestwand (Hausstockscholle), folgt in der Hausstockscholle direkt über den Globigerinenschiefeln. Die Untergrenze ist im Talschluß von Wichlen (Hausstockscholle) festgelegt. Die Obergrenze des Ruchisandsteins und gleichzeitig der Taveyannaz-Formation wird in der Vorstegstockscholle definiert und dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit ungefähr mit der Überschiebung des Blattengratdivertikels unter dem Gipfel des Ruchi zusammenfallen. Das Formationsglied des Muttensbergensandsteins baut die tektonische Einheit Panixerpaßplatte auf und wird durch ein Profil unter Piz Fluaz definiert. Der Muttensbergensandstein schaltet sich direkt über Globigerinenschiefeln ein und enthält nur Taveyannazsandsteine vom Typ IV. Er keilt sich nordwärts aus und dürfte die externe Randfazies des Ruchisandsteins darstellen.

Die Elmer-Formation, eine Sandstein-Dachschiefer-Abfolge mit ausschließlich "Grès du Val d' Illiez", ist nur in der Vorstegstockscholle vorhanden. Die Untergrenze ist durch die Obergrenze der Taveyannaz-Formation gegeben, die Obergrenze markiert eine Großforaminiferen-führende Turbiditbank, die Bank von Rüschenschweid. Einzelne Formationsglieder sind nicht ausgeschieden worden.

Die Matter-Formation folgt über der Bank von Rüschenschweid in der Vorstegstockscholle. Sie ist von Sandsteinen vom Typ Grès de Matt-Gruontal (und einigen Bänken vom Typ Grès du Val d' Illiez über der Bank von Rüschenschweid) und von etwas abweichend ausgebildeten Dachschiefern aufgebaut. Die massig entwickelten Sandsteinbänke sind im untern Abschnitt der Formation eingelagert, während im oberen Abschnitt Sandsteine praktisch fehlen, so daß hier das Formationsglied der Engi-Dachschiefer ausgeschieden worden ist. Die Obergrenze der Matter-Formation ist ein tektonischer Schnitt, bedingt durch die Überschiebung des Blattengratdivertikels unter der Hauptüberschiebung.

Die einzelnen lithostratigraphischen Einheiten des NHF werden in erster Linie durch die petrographische Zusammensetzung der eingelagerten Mikrobrekzien charakterisiert. Damit verknüpft sind besondere litho-

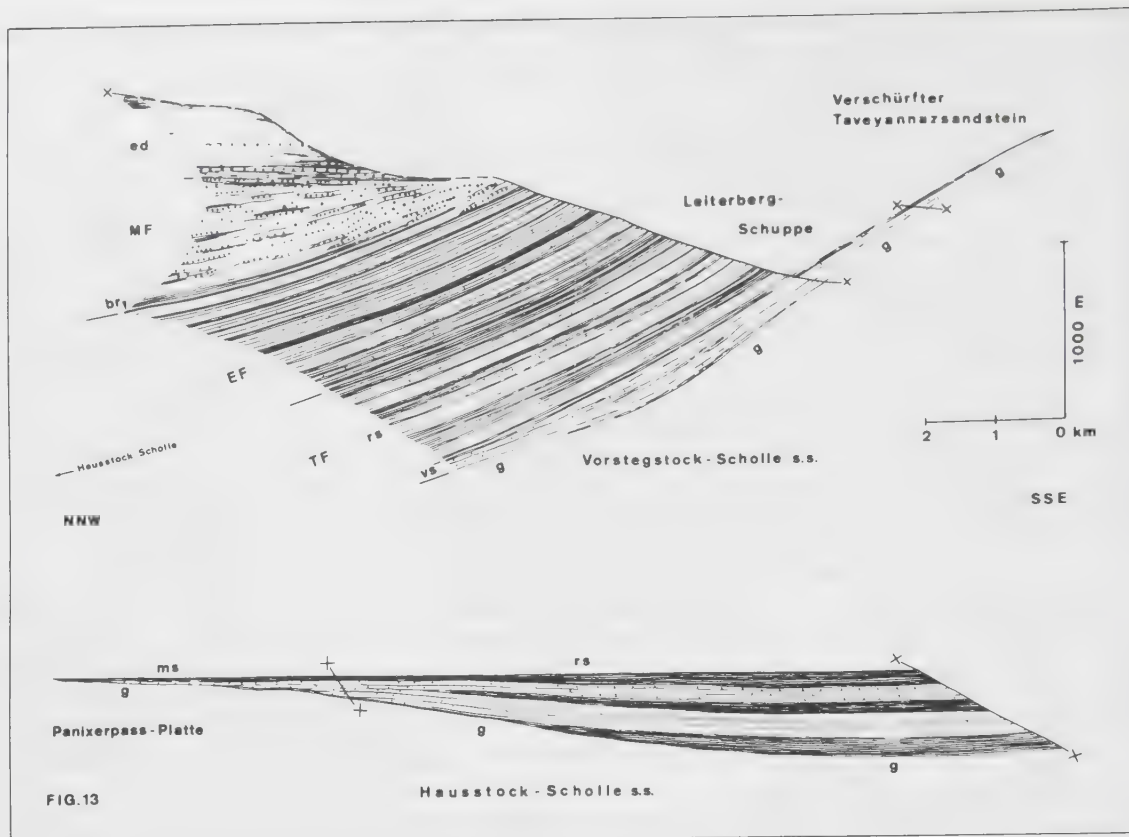


Fig. 13. Palispastische Profile. Hausstockscholle s.l. (unten) und Vorstegstockscholle s.l. (oben). TF: Taveyannaz-Formation, EF: Elmer-Formation, MF: Matter-Formation. g: Globigerinenmergel, vs: Vorstegsandstein, ms: Muttensbergensandstein, rs: Ruchisandstein, br: Bank von Rüschensweid, ed: Engi-Dachschiefer.

logische Merkmale, die auf veränderte Sedimentationsverhältnisse während der Ablagerung hinweisen.

Die Flyschsedimentation mit Sedimentationserscheinungen wie Gradierung (mit einer mit der Bankmächtigkeit oft korrelierbaren maximalen Korngröße), Feinschichtung und "convolute bedding" des pelitischen und feinsandigen Materials, Kolk-, Strömungs- und Schleifmarken mit regional recht konstanter Richtung sowie untergeordnet Belastungsmarken, ist in typischer Weise nur im Ruchisandstein und besonders in der Elmer-Formation entwickelt. Im Vorstegsandstein beschränken sich diese Sedimentationserscheinungen oft nur auf die Sandsteine vom Typ IV, während sie in der Hauptmasse der Sandsteine der Matter-Formation und des Muttensbergensandsteins westlich des Panixerpasses praktisch fehlen. Die Strömungsmarken weisen im Vorstegsandstein in einem stratigraphisch tieferen Abschnitt nach Norden, in einem höheren Abschnitt gegen Osten, im Ruchisandstein und in der Elmer-Formation im Mittel nach ENE, mit lokal (sogar in derselben Bank) ⁺ größeren Abweichungen. In der Matter-Formation erfolgte der Transport auf Grund der Strömungsmarken radial von einem über dem Sernftal gelegenen Schüttungszentrum aus (Fig. 15). Damit verbunden ist ein unterschiedlicher Bankungscharakter, insbesondere was die laterale Variation der Bankmächtigkeit betrifft. Im Muttensbergensandstein keilen die Bänke sehr rasch nordwärts aus, auch im Vorstegsandstein sind die einzelnen Bänke nicht über größere Distanz zu verfolgen, stellenweise erfolgt eine Aufspaltung in mehrere Einzelbänke in Richtung des Materialtransportes (S. 28). Im Ruchisandstein konnte in den ausgezeichneten großen Aufschlüssen in den Gletscherkars südlich von Ruchi und Hausstock keine systematische laterale Variation der Bankmächtigkeit festgestellt werden, man hat vielmehr den Eindruck, daß die Sandsteinlagen mit gleichmäßiger Dicke über viele 100 m durchziehen, trotzdem der Ruchisandstein der Hausstockscholle nördlich des Hintersulzhorns und des Nüschensstocks rasch geringmächtiger werden muß ¹⁴⁾.

14) Die einzelnen Bänke sind zwar aus der Ferne nicht immer lückenlos zu verfolgen, doch handelt es sich wahrscheinlich beim Verschwinden von Bänken, soweit dies festgestellt werden konnte, um Zonen stärkerer tektonischer Beanspruchung und die Sandlagen wittern nicht mehr heraus.

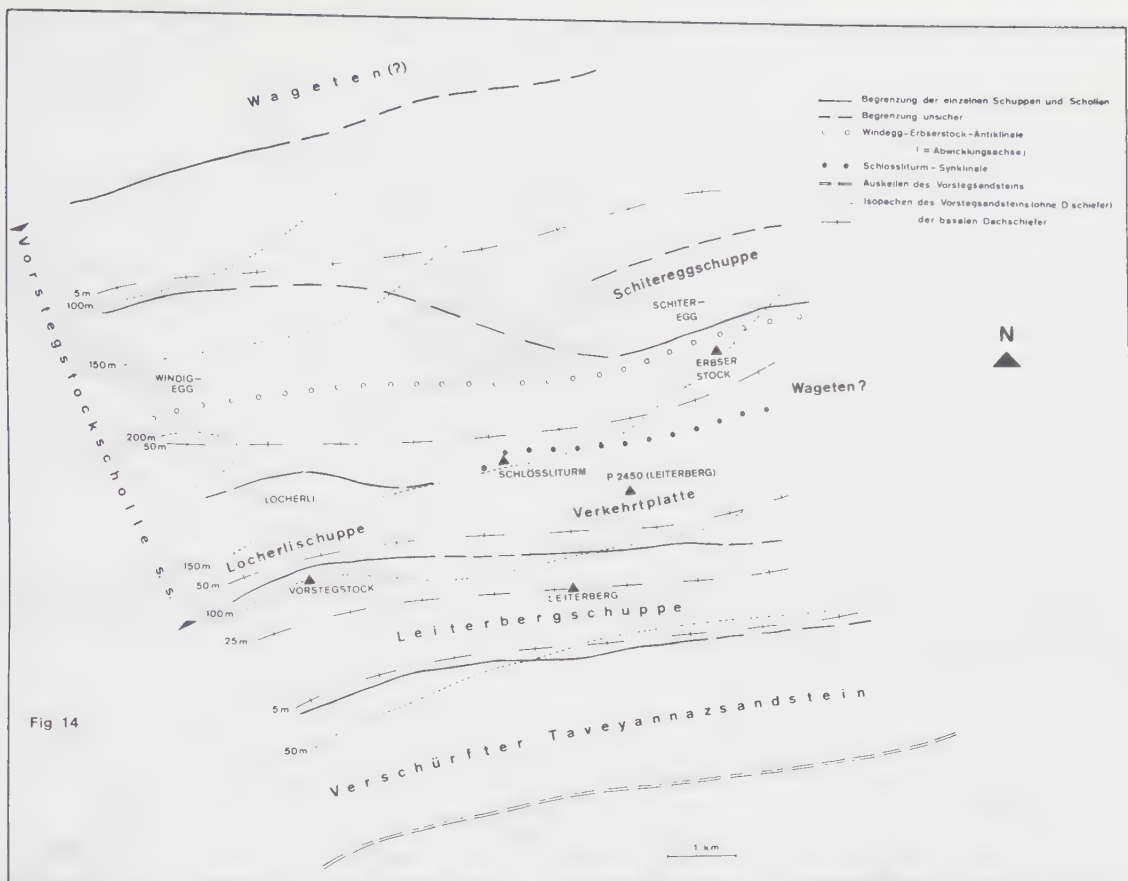


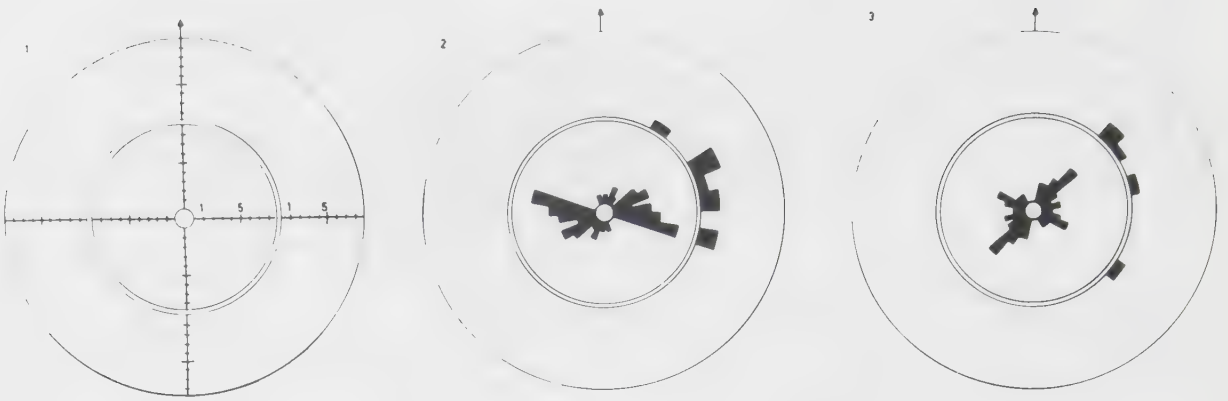
Fig. 14. Abwicklung des Vorstegsandsteins der Vorstegstockscholle.

In der Elmer-Formation erlauben die Aufschlußverhältnisse keine Aussage über die laterale Variation. Die vergleichenden Profile (Fig. 10, 11) zeigen zwar, daß Einzelbänke mit Ausnahme der Bank von Rüschensweid nicht miteinander parallelisiert werden können, doch befindet man sich hier in einem Abschnitt größerer tektonischer Unruhe (siehe unten). Die vertikalen Änderungen des Schichtungscharakters der Sandsteine in der Taveyannaz- und Elmer-Formation legen den Schluß nahe, daß die Schüttungszentren für die Ablagerungen im Hausstockgebiet sich zeitlich immer mehr westwärts entfernt haben. Dafür würden auch die Vorkommen der großen Eruptivkomponenten sprechen, wenn sie als direkte Lapilli eines synchronen Vulkanismus gedeutet werden. Diese Lapilli sind in der Taveyannaz-Formation in der Grundmasse von Sandsteinbänken von speziellem Typus (mittonreicher Matrix) regellos eingelagert, was für einen - im Vergleich zu den übrigen (gradierten) Komponenten - unterschiedlichen Transportmechanismus spricht (?größere Nähe der Vulkane) während in der Elmer-Formation die Lapilli konform mit den übrigen großen Komponenten an der Basis der Sandsteinbank konzentriert sind.

Die im Liegenden der Taveyannaz-Formation vorkommenden fossilführenden, konglomeratischen und grobsandigen Schüttungen (Kistenstöckli, Rinderboden) machen sich möglicherweise in geringem Maße noch innerhalb der Taveyannaz-Formation geltend. STYGER (1961) erwähnt Vorkommen von Kleinforaminiferen und eine Discocyclone aus den basalen Schichten. Im Profil durch den Muttensbergsandstein erscheint ein dünnes Schichtlein von 2 cm Dicke an der Basis einer 25 cm mächtigen Sandsteinbank im untersten Abschnitt des Profils (Fig. 7). Das Schichtlein ist sandig (mit vulkanischen Komponenten), führt Reste von Großforaminiferen und erinnert im Handstück an feinkörnige Varietäten des Rinderbodensandsteins.

Die Dachschiefer im Hangenden der Bank Rüschensweid zeigen synsedimentäre Gleitung kleineren Ausmaßes (höchstens im 1m-Bereich), doch gibt es auch Anzeichen für größere Sedimentgleitungen (siehe S. 49).

Fig. 15. Strömungsrichtungen (Kolk- und Schleifmarken).

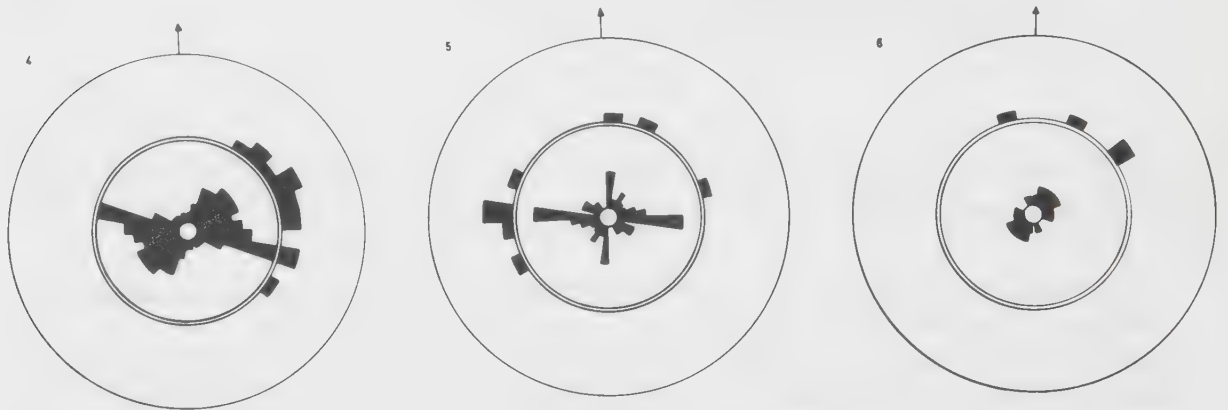


(1) Maßstab. Innerer Kreis: Linearen, äußerer Kreis: Vektoren.

Die Nummern geben die Anzahl der Messungen.

(2) Elmer-Formation, E-Seite des Sernftals.

(3) Elmer-Formation, W-Seite des Sernftals.



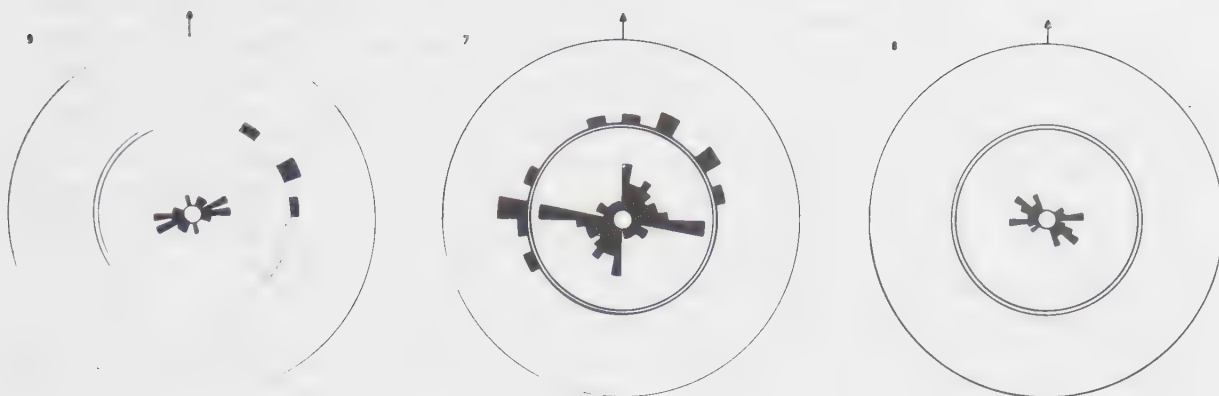
(4) Elmer-Formation, E- und W-Seite des Sernftals.

(5) Matter-Formation (ohne Engi-Dachschiefer), E-Seite des Sernftals.

(6) Matter-Formation (ohne Engi-Dachschiefer), W-Seite des Sernftals.

Diese Sedimentgleitungen in der Unterlage der Schüttung der molasseartigen Matter-Formation deuten rasche Versteilungen des Sedimentbodens an, die offenbar im Zusammenhang mit Hebungen des Flyschtroges im Bereich der Vorstegstockscholle gesehen werden müssen.

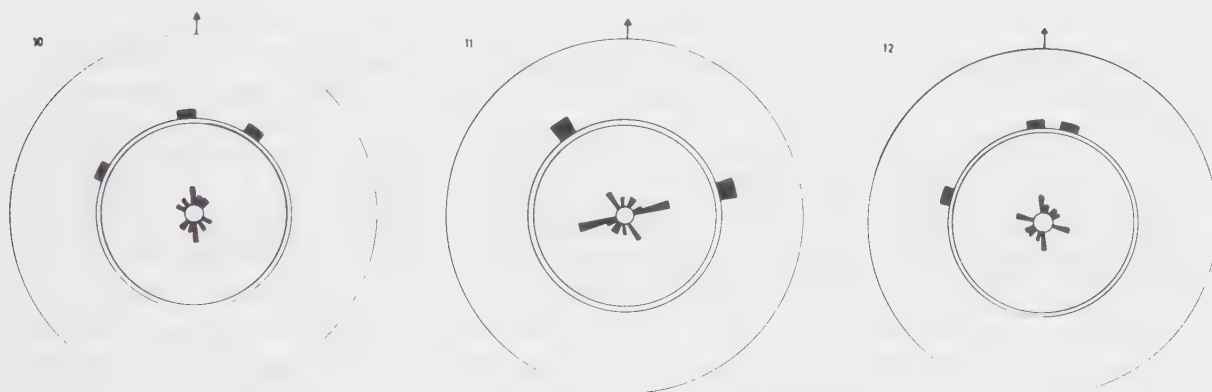
Die Matter-Formation ist einerseits durch die petrographische Zusammensetzung der grobsandigen Fraktion charakterisiert, andererseits durch die gegenüber den liegenden Flyschbildungen andersartige fazielle Ausbildung der Sandsteinbänke, die Anklänge an Molasse aufweist. Diese beiden Charakteristika treten nun im Grenzbereich Elmer-/Matter-Formation fast gleichzeitig auf. Die "Grès du Val d'Illez" in den höchsten Abschnitten der Elmer- und in den tiefsten der Matter-Formation führen profilaufwärts kontinuierlich immer weniger vulkanische Komponenten (inkl. vulkanische Feldspäte), ohne daß sich die Zusammensetzung der nichtvulkanischen Komponenten, der Schichtungscharakter oder die Matrix zu ändern scheint. Der höchste "Grès du Val d'Illez" führt nur noch ganz untergeordnet vulkanische Komponenten, dafür Bruchstücke von Foraminiferen. Die tiefsten Feinsandbänke vom Typ Grès de Matt-Gruontal sind noch ganz in Flyschfazies ausgebildet und haben noch eine recht tonige Matrix, erst die massigen Bänke vom Typ Grès de Matt-Gruontal weisen einen anderen Schichtungscharakter auf (vgl. Fig. 10, 11) und die Matrix ist praktisch ton-



(7) Matter-Formation (ohne Engi-Dachschiefer), E- und W-Seite des Sernftals.

(8) Ruchisandstein und Elmer-Formation, Linthal.

(9) Elmer-Formation, Schächental (Uri).



(10) Matter-Formation, Schächental (Uri).

(11) Elmer-Formation, W-Seite Reußtal. Die in einen N/W-Sektor weisenden Richtungen stammen aus den Gibeltälern südlich von Stotzig aus einer stark verfalteten Zone und sind deshalb sehr unsicher.

(12) Matter-Formation, W-Seite Reußtal.

frei¹⁵⁾. Man hat dabei den Eindruck, daß die Zusammensetzung der nicht-vulkanischen Komponenten im Profil sprunghaft wechselt und kein eigentlicher sedimentpetrographischer Übergang vom Sandsteintyp Grès du Val d' Illiez in Grès de Matt-Gruontal stattfindet.

FREY und LEUPOLD neigten aus petrographischen und faziellen Gründen dazu, die Konglomerate von Matt und Gruontal als Matter-Serie vom NHF abzutrennen und vermuteten eher eine tektonische Auflagerung der Matter-Serie auf dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex (LSI: "Altdorfersandstein(e)" Auctorum, Gruontal-Konglomerate, Mattersandsteine, Sandstein-Dachschiefer-Komplex).

Aus den Untersuchungen im Sernftal sowie aus den stratigraphischen Vergleichen weiter westwärts, im Reußtal und im Randflysch (siehe Pkt. 3.6) hat sich jedoch gezeigt, daß ein stratigraphischer Kontakt zwischen der Taveyannaz- und Elmer-Formation einerseits und der Matter-Formation andererseits - und deren

15) Der isolierte Sandstein vom Typ Grès de Matt-Gruontal in der Sandsteinmasse vom Typ Grès du Val d' Illiez in den Profilen Rüschengraben weist dagegen nicht die für Flysch typischen Merkmale auf und hat eine recht tonarme Matrix (Fig. 10, 11).

lateralen Äquivalente - für den ganzen helvetischen Bereich mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen werden darf. Man empfindet also das Bedürfnis, einen Oberbegriff für eine stratigraphische Abfolge anzuwenden, die in ihrem mittleren Abschnitt in typischer Flyschfazies ausgebildet ist (höheres Glied der Taveyannaz-Formation, Elmer-Formation) und deren sowohl basalen wie höheren Teile zwar faziell mit Flysch verknüpft werden können, in denen aber doch charakteristische Abweichungen festzustellen sind ("Präflysch", z.T. Randfazies: Vorstegsandstein, Muttonbergensandstein; Molasse-artig: Matter-Formation) und die zudem im stratigraphischen Profil in der mikrokonglomeratischen Fraktion eine systematische und mehr oder weniger kontinuierliche Variation der petrographischen Zusammensetzung aufweist. Es ist daher naheliegend, die Taveyannaz-, Elmer- und Matter-Formation in einer lithostratigraphischen Einheit zusammenzufassen und in den Rang einer Gruppe (engl. group) zu stellen.

Seit VUAGNAT 1944 hat sich für diese Flyschbildungen der Begriff "Flysch nord-helvétique" (= Flysch nordhelvétique, VUAGNAT 1952, resp. nordhelvetischer Flysch, BRÜCKNER 1946 b) anstelle des vorgängigen Begriffs "(helvetisch-)autochthonen (Taveyannaz- und Dachschiefer) Flyschs" (HEIM 1908, 1911) eingebürgert, in der Meinung, dieser Flysch sei auf einen (tektonisch) nördlicheren Teil des Helvetikums beschränkt. Wie FREY und LEUPOLD (LSI) und FREY (1965) zu Recht bemerken, darf man wohl nicht mehr einen Gesteinskomplex als nordhelvetisch bezeichnen, wenn dieser offenbar südwärts bis zur Drusberg-Decke zu beheimaten ist - auch wenn die Termini "nord-", "mittel-" und "südhelvetisch" nicht genau definiert sind und wahrscheinlich auch nicht genau definiert werden können (vgl. TRÜMPY 1969).

Da eine lithostratigraphische Einheit mit einem geographischen Terminus zu bezeichnen ist (AMER. COMM. STRAT. NOMENCLATURE 1961), gerät man bei der Wahl des Namens in nicht geringe Verlegenheit:

Als Glarner Flysch hat HEIM (1908, 1911) die ganze Flyschmasse in subhelvetischer Stellung (inkl. Sardona-flysch und Blattengratschichten) zusammengefaßt und darin die helvetisch-autochthone Taveyannaz- und Dachschiefer Flyschgruppe ausgeschieden und in Gegensatz gestellt zum Sardona- und Blattengratdivertikel, für die er eine exotische Herkunft annahm. Elmer Flysch ist von STAUB (1954) als Bezeichnung der vom Taveyannazsandstein und der "Serie von Matt" eingeschlossenen Flyschabfolge eingeführt worden und umschreibt ungefähr die hier als Elmer-Formation ausgeschiedene Einheit. Linthaler Flysch hat WEGMANN (1961) mit dem Sandstein-Dachschiefer-Komplex gleichgesetzt.

Es wird hier deshalb vorgeschlagen - in etwas willkürlicher Weise - der Begriff Nordhelvetische Flysch-Gruppe, wobei der kapitalisierte Terminus "Nordhelvetisch" als geographische Bezeichnung aufgefaßt wird. Damit ergibt sich eine gleichlautende Wortverbindung wie in der bisher gängigen (und tektonisch verstandenen) Bezeichnung "nordhelvetischer Flysch", jedoch mit völlig verschiedener Bedeutung. Die Nordhelvetische Flysch-Gruppe (Nordhelvetischer Flysch) würde demnach die hier ausgeschiedenen lithostratigraphischen Einheiten Taveyannaz-, Elmer- und Matter-Formation und deren Äquivalente umfassen.

3.6 Stratigraphische Vergleiche

Vergleichende Untersuchungen des vulkanischen Komponenten führenden NHF von der Rhone bis zum Rhein sind in DE QUERVAIN (1928), VUAGNAT (1952) und RADOMSKI (1961) zusammengestellt (vgl. LSI: Sandstein-Dachschiefer-Komplex: sowie die Artikel "Altdorfer Sandstein(e) Auctorum", "Flysch nordhelvétique des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie", "Flysch nord-helvétique (de la Suisse occidentale)", "Glarner Flysch", "Helvetischer Flysch", "Taveyannaz-Serie" von FREY und LEUPOLD).

Es ergibt sich so das Bild eines recht einheitlichen Flyschtrogs von obereozänem bis unteroligozänem Alter und mit vulkanitführenden Sandsteinen der sich von der Drusbergdecke bis ins Autochthon erstreckte. Während für die Taveyannaz-Formation generell die Schüttung auf Grund von Strömungsmarken und Bankungsdichte (wobei diese sowohl regional (DE QUERVAIN 1928:57/62) wie lokal (vgl. S. 28) ostwärts zunimmt) in SW/NW Richtung erfolgte, sind lokal besonders für die tieferen Abschnitte (mit Taveyannazsandsteinen II/III + IV) größere Abweichungen festzustellen (FREY 1965:120; Fig. 8, S. 37); diese sind nicht nur auf nachträgliche tektonische Verstellungen und auf die Schwierigkeiten bei der geometrischen Rekonstruktion

von Sedimentärlineationen bei verfalteten Schichtstößen zurückzuführen. Im höheren Abschnitt der Taveyannaz-Formation (mit Taveyannazsandstein IV) und besonders in der Elmer-Formation sind die Strömungsrichtungen und die Bankung viel konstanter. Wenn man die lokalen konglomeratischen Einstreuungen im untern Abschnitt der Taveyannaz-Formation in Betracht zieht, (DE QUERVAIN 1928:35, 62, 77; VUAGNAT 1952:68, STYGER 1961:109/10) muß man annehmen, daß hier mehrere Zentren längs des Südrandes des Troges, die aber nicht mehr zu lokalisieren sind, für die Schüttung des Materials verantwortlich sind. Zudem ist nach der heterogenen und isolierten Natur der konglomeratischen und sandigen Schichtglieder im unmittelbar Liegenden der Taveyannaz-Formation (vgl.: Gipfelsandstein des Kistenstöckli, STYGER 1961, Malorschichten FREY 1965, sowie die von BRÜCKNER 1946 a und 1952:28/31 außerhalb des weiteren Untersuchungsgebietes erwähnten Vorkommen) eine Vielzahl von Schüttungszentren eher zu erwarten. Im oberen Abschnitt der Taveyannaz-Formation spricht nur das Vorkommen von großen Effusivbrocken, die als direkte vulkanische Einstreuung gedeutet werden könnten, gegen eine einheitliche Materialherkunft, während in der Elmer-Formation dieses Argument wegfällt.

Da die Matter-Formation faziell starke Anklänge an die Molasse aufweist und zudem altersmäßig von den ältesten Schichten nicht allzu verschieden ist, sind die stratigraphischen Verhältnisse der Matter-Formation und deren Äquivalente zum Sandstein-Dachschiefer-Komplex für die Beziehung Flysch/Molasse von wesentlicher Bedeutung. Im Sernftal ist der Kontakt Matter-/Elmer-Formation ganz sicher ein stratigraphischer: die vulkanischen Komponenten der Sandsteinbänke der Elmer-Formation verschwinden profilaufwärts immer mehr und zudem kann an mehreren Stellen eine Wechsellagerung von Sandsteinen vom Typ Grès du Val d'Illez mit solchen vom Typ Grès de Matt-Gruontal (mit polygener Zusammensetzung) beobachtet werden. Zusammen mit der Änderung der Komponentenzusammensetzung ändert sich der Schichtungscharakter (Bankung, Gradierung, Internstruktur, Strömungsmarken), jedoch nicht ganz synchron (S. 56).

Im Schächental wird der NHF gegenwärtig von W. BRÜCKNER (St. John's, Neufundland) untersucht. Bei vergleichenden Begehungen konnte der Autor an mehreren Stellen einen stratigraphischen Übergang von Äquivalenten der Elmer-Formation (mit "Grès du Val d'Illez") in die hangende Formation mit "Grès de Matt-Gruontal" (Matter-Formation) feststellen.

Im Gangbach westlich Spiringen ist ein etwas gestörtes Profil einer dachschieferreichen Abfolge aufgeschlossen, mit gruppenweise eingelagerten und mit 20-30° nach SE einfallenden Sandsteinbänken von unter 4 m Dicke. Die Sd/Sh-R beträgt für das ganze Profil weit unter 1 und in den einzelnen Sandsteinbändern etwa 0,5 - 2, mit Ausnahme des oberen Abschnittes des Profils. Von 820 m bis 985 m Höhe sind es "Grès du Val d'Illez", meist gut gradiert (Korngröße bis 3 mm), die dicksten Bänke mit mehreren Gradierungssequenzen. Der Gehalt an vulkanischen Komponenten nimmt profilaufwärts ab. Bei 985 m folgt offenbar stratigraphisch über verfalteten Sandsteinbänken (Sd/Sh-R ca. 1) eine 10 - 20 m mächtige Dachschieferserie mit Feinsandlagen von 5 - 10 cm Dicke in der untern und von 5 - 20 cm in der obern Hälfte; darüber schalten sich in einer kleinen Steilstufe von 10 m Feinsandbänke bis 80 cm Dicke ein. Die Sandsteine dieser Stufe und in den liegenden Dachschiefern sind vom Typ Grès de Matt-Gruontal, ebenso diejenigen in den hangenden Dachschiefern weiter profilaufwärts. Erst unter dem Übergang des Wegs, bei 1080 m, erscheint eine mächtige (über 10 m), fast dachschieferfreie Sandlage in der typischen Ausbildung eines "Grès de Matt-Gruontal". Die darüber anstehende dünnbankige Wechsellagerung von Dachschiefern und Sandsteinen weist wieder eine Sd/Sh-R von 1 - 2 auf. In dem mit großer Wahrscheinlichkeit tektonisch wenig gestörten Profil des Gangbachs ändert sich einzig die Komponentenzusammensetzung, jedoch nur wenig der sedimentologische Charakter, wenn man von der generell feinkörnigeren Ausbildung und schwächeren bis fehlenden Gradierung der "Grès de Matt-Gruontal" absieht.

Im Guggibach, westlich vom Gangbach, sind von 1130 m bis 1155 m Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Illez aufgeschlossen. Sie sind gut gradiert, die größten gefundenen Korndurchmesser betragen 2 - 3 mm (an der Basis einer 25 cm dicken Bank); die Bankmächtigkeiten sind kleiner als 1 - 2 m; die Sd/Sh-R beträgt 1,5. Profilaufwärts folgt eine 5 m mächtige Wechsellagerung von gradierten "Grès du Val d'Illez" mit feinkörnigen und massigen "Grès de Matt-Gruontal", die Bankung ist kleiner als 1 m und die Sd/Sh-R liegt zwischen 2,5 und 3. Die hangenden 6 - 7 m Dachschiefer enthalten nur feinkörnige Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal. Erst beim Wegübergang bei 1165 m treten die Dachschiefer zurück; die Abfolge ist fein gebankt (Sd/Sh-R 5 - 10) und vom selben Sandsteintyp.

Das Profil des Guggibach (total 24 m) zeigt einen ganz eindeutigen stratigraphischen Zusammenhang zwischen einer älteren, vulkanitführenden Formation ("Alterdorfersandstein") und einer jüngeren vulkanitfreien Formation. Diese ist offenbar nur in einer kleinen Synklinale am rechten Talhang des Schächens in die liegende Elmer-Formation eingemuldet und kann nicht direkt in die Masse der Gruontalkonglomerate (=Matter-Formation) unter den Eggbergen hinein verfolgt werden. Die Gruontalkonglomerate selber sind von einer zwar mächt-

tigen Einspitzung des Blattengratdivertikels (im Holdenbach zwischen 1100 m und 1400 m; VUAGNAT 1952: 66, STYGER 1961:17, FREY 1965:101) tektonisch von der Elmer-Formation abgetrennt, doch erhält man nicht den Eindruck, daß diese Trennung sehr tiefgreifend sei, denn sie ist westlich des Holdenbachs, in der allerdings meist von Moräne bedeckten rechten Talflanke, nicht mehr aufzufinden. Auf Grund der Zusammensetzung der grobsandigen Fraktion können die Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal in den Profilen Gangbach und Guggibach dem Äquivalent der Matter-Formation unter den Eggbergen zugerechnet werden, d.h. der Kontakt Elmer/Matter-Formation wäre auf der rechten Schächentalseite ein stratigraphischer.

Die von VUAGNAT (1952:66) und STYGER (1961: 16/17) erwähnte Mulde von typischen Gruontalkonglomeraten bei Vierschröt, an der rechten Flanke des untern Riedertals, ist mit großer Wahrscheinlichkeit mit den liegenden "Altdorfersandsteinen" stratigraphisch verbunden. Die Mulde ist als liegende Synklinale mit verfalteter Synklinalumbiegung ausgebildet. Im Trudelinger Wald streicht der Nordschenkel der Synklinale von Tannossen (1000 m) nach W über P. 1049 bei Vierschröt, geht ungefähr horizontal südwärts bis über P. 908, wo sich das Synklinalscharnier in mehreren liegenden Falten zu P. 1287.6 (Eggenbergli) hinaufzieht. Die Muldenspitze streicht ostwärts, von vertikalen Brüchen zerhackt, bei Ruelisbergen (150 m nördlich von P. 1186.7) in den Hohlraum des Schächentals. Die Grenze Gruontalkonglomerat-"Altdorfersandstein" ist durch Detailverfaltung größtenteils gestört. Eine eigentliche Wechsellagerung der beiden Sandsteintypen konnte nicht beobachtet werden, denn im Übergangsbereich entwickelt sich ein Dachschieferband von mehreren 10 m Mächtigkeit (dieses baut das kleine Plateau von P. 1287.6 auf) doch hat man durchaus den Eindruck eines normalstratigraphischen Verbandes. Auf der linken Reußtalseite ist das Gruontalkonglomerat an einer nach NNW einfallenden Fläche dem "Altdorfersandstein" aufgelagert; im Übergangsbereich ist ein mehrere 10 m mächtiges Dachschieferband eingeschaltet. Über dem Talboden der Reuß sind diese Grenzschiefer erstmals südlich des großen Steinbruchs von Seedorf, 100 m südlich von Fed, aufgeschlossen. Sie stechen hier in mehreren liegenden Falten steil in die Höhe und überqueren im Schilt, in 700 m Höhe, den Weg Attinghausen-Heretswis, wo sie nur wenig nach Norden einfallen. Das Dachschieferband zieht dann nach Hohegg unter P. 1072, nach P. 1324.1 (Stotzig) und streicht westwärts unter leichtem Anstieg nach Gibeltäler (1425 m), Weidtal (1500 m), zum Bächlein von Weid (1600 m), nach Chäserli (1700 m), Gratgädemli (1750 m, östlich von P. 1796), zur Südflanke des P. 1860.0 (1800 m) und horizontal entlang der Südflanke des "Grat" bis in die Basis des Angistocks. Der Angistock selber wird von dickbankigen Sandsteinen vom Typ Grès de Matt-Gruontal, welche eine große Z-Falte bilden, aufgebaut. Entlang dem linken Seitenbächlein des Angibachs, der von Nußrutti dem Ostfuß des Angistocks entlang rinnt, ergibt sich das folgende Profil (von unten nach oben):

- (1) 50 m Über der Einmündung des erwähnten Bächleins in den Angibach sind gradierte graue Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Iliez in einer dachschieferreichen Abfolge eingeschlossen. Die größte Bankmächtigkeit ist 30 cm. Der Gehalt an vulkanischen Komponenten ist variabel, beträgt aber höchstens einige Prozent. Siltbänkelein beim Übergang zu
- (2) ca. 10 m Leicht gestörtes Sandsteinband mit Bankmächtigkeiten bis 60 cm, ebenfalls gut gradiert (z. T. mehrfach) und vom selben Typus wie in (1).
- (3) 10 m Dachschiefer
- (4) ca. 10 m Gradierte Sandsteinbänke, durch Fältelung gestört. Im Bruch etwas bräunlich. Die vulkanischen Komponenten treten noch stärker zurück, z. T. fehlen sie vollständig, z. T. sind sie nur durch die Diabase divergentinersertaler oder arboreszierender Struktur vertreten. Trümmer von Nummuliten und Discocyclinen. Die Quarze sind z. T. gut gerundet und Feldspäte sind spärlich. Die Zusammensetzung der nicht vulkanischen Komponenten entspricht derjenigen eines Sandsteins von Schicht (1), ebenso die tonige Matrix; die Strömungsmarken sprechen für einen W/E-Materialtransport. Einzelne Feinsandbänke im oberen Abschnitt sind eher vom Typ Grès de Matt-Gruontal.
- (5) 30-50 m Dachschiefer mit eingelagerten Sandsteinbänken vom Typ der Schicht (4), bis 50 cm dick, besonders im mittleren Teil der Dachschieferabfolge. Im obersten Viertel fast reine Dachschiefer. Rascher Übergang in
- (6) 15 m Massige Sandsteinbänke mit dünnen Dachschieferzwischenlagen, bis 1 m dick, kaum oder nicht gradiert. Die Komponentenzusammensetzung und die fehlende Tonmatrix entspricht einem typischen "Grès de Matt-Gruontal". Ein unregelmäßiges grobsandiges Bänkelein im allerobersten Abschnitt von durchschnittlich 5 cm Dicke hat im Handstück einen ähnlichen Aspekt wie ein Sandstein aus Schicht (4) und gut gerundete Quarzkörner sowie Foraminiferenbruchstücke. Die Komponentenzusammensetzung entspricht dagegen der der benachbarten Bänke. Unvermittelter Übergang in
- (7) 6 m Dachschiefer.
- (8) mind. Massige Sandsteinbänke mit sehr dünnen Schieferzwischenlagen. Bankdicke ist mehrere m. Selten 50 m gradiert. Selber Typ wie in Schicht (6).

Das Profil zeigt wiederum einen eindeutig stratigraphischen Zusammenhang zwischen den beiden Formationen. Schwieriger ist die Frage zu entscheiden, ob sich der Komponentenbestand profilaufwärts kontinuierlich verändert oder ob ein Sprung in der Zusammensetzung beim Übergang der beiden Sandsteintypen vorliegt (vgl. S. 56/57). Die Sandsteine vom Typ Grès de Matt-Gruontal lassen sich vom Typ Grès du Val d'Iliez vor allem auf Grund der Ausbildung der Einzelbänke und auf Grund der fehlenden oder vorhandenen Tonmatrix im Feld

leicht unterscheiden. Ob sich dieser Unterschied nur auf differierende Sedimentationsverhältnisse zurückführen läßt oder ob auch der evtl. unterschiedliche Komponentenbestand eine Rolle spielt, könnten erst genaue statistische Untersuchungen der Grobsande und Mikrobrekzien erweisen. Die bisherigen Beobachtungen deuten eher darauf hin, daß sich wie im Sernftal auch im Reußtal die Komponentenzusammensetzung im Dach des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes diskontinuierlich verändert. Das teilweise Verschwinden der vulkanischen Komponenten in der Schicht (4) des Profils könnte dann auf eine bessere Aufarbeitung der Sande zurückgeführt werden. Dafür würde auch das längere Aushalten der Diabase sprechen, die wegen ihrer intersertalen und arboreszierenden Struktur eine größere Zähigkeit aufweisen.

Im oberen Abschnitt des mindestens 500 m (wahrscheinlich aber bedeutend mehr) mächtigen Gruontalkonglomerates schalten sich Dachschieferbänder ein (Gitschental), die recht gut mit den Engi-Dachschiefern verglichen werden können und auch stellenweise zu größerer Mächtigkeit angehäuft sind (Unterlage der Kirche von Flüelen). Fischfunde sind aus diesen Schiefern keine bekannt geworden¹⁷⁾. Der NHF des Reußtals im Hangenden des Sandstein-Dachschiefer-Komplexes kann wegen der praktisch identischen Komponentenzusammensetzung und des gleichaltrigen Schichtungscharakters mit der Matter-Formation gleichgesetzt werden. Als Untergrenze dieser Formation ist im Sernftal eine Großforaminiferen führende Turbiditbank mit charakteristischen Schichtungseigenschaften und mit ausgezeichnet gerundeten Quarzkörnern, die Bank von Rüschweid, gewählt worden (S. 42 ff.). Eine analoge Bank ist im Reußtal, trotz intensiver Suche, nicht aufgefunden worden; sie fehlt ganz offensichtlich¹⁸⁾. Man muß sich aber fragen, ob nicht die ganze Schicht (4) des Profils am Angistock als Analogon zu der Bank von Rüschweid aufzufassen ist. Die bräunliche Farbe, die gerundeten Fragmente, die Reste von Großforaminiferen und die gleiche Stellung im Übergangsbereich von zwei Sandsteintypen machen einen solchen Vergleich recht plausibel. Es wäre vielleicht möglich, daß eine bestimmte oder mehrere Bänke der Schicht (4) das proximale Ende eines weit nach Osten abgesehenen Turbidits darstellen könnte.

RADOMSKI (1961:455/56) hat auf Grund von Sedimentärstrukturen eine fächerförmige Schüttung des NHF, mit dem Zentrum über dem Reußtal, postuliert, doch stammen seine Messungen östlich des Surenenpasses, die auf eine westlich gerichtete Transportrichtung schließen lassen, nur aus der Matter-Formation (vgl. FREY 1965:122), während die liegenden "Altdorfersandsteine" durchwegs eine Schüttung aus einem W Sektor anzeigen. Damit ergeben sich für die Matter-Formation zwei isolierte Schuttfächer, deren Zentren ziemlich genau mit dem heutigen Sernftal resp. Reußtal zusammenfällt.

Vergleicht man den Grenzbereich zwischen Elmer- und Matter-Formation im Sernftal und im Reußtal, ergeben sich die folgenden vier allgemeinen Aussagen: (a) Es setzt eine Schüttung mit abweichender Komponentenzusammensetzung, Transportrichtung und fazieller Ausbildung gegenüber dem liegenden Flysch ein; (b) Der Anteil der vulkanischen Fragmente nimmt im liegenden Flysch kontinuierlich profilaufwärts ab und ist im Grenzbereich fast verschwunden; (c) Es schalten sich Bänke mit Großforaminiferen ein; (d) In den Dachschiefern finden intraformationelle Gleitungen statt. Das Zusammenfallen dieser vier Ereignisse, die genetisch nicht ohne weiteres miteinander verknüpft werden können (mit Ausnahme vielleicht (a) + (d) und (b) + (c)) erlaubt mit großer Wahrscheinlichkeit den Schluß, daß diese Ereignisse im Längsschnitt Sernftal-Reußtal als synchron aufzufassen sind.

Beim Versuch, den NHF auf Grund der Faunen zu datieren, ergeben sich die folgenden Schwierigkeiten:

- bestimmbare Kleinforaminiferen sind bisher nur aus dem nordhelvetischen subalpinen Randflysch westlich und östlich des Thunersees (BLAU 1966, SCHERER 1966) und aus der Westschweiz (CORMIN-BOEUF 1959) bekanntgeworden. In den tektonisch stärker beanspruchten Schiefern der Ostschweiz und des Berner Oberlandes sind keine Reste mehr zu erkennen. Einzig in den Tongeröllen, welche in den Sandsteinen der Matter-Formation eingeschlossen sind, ist stellenweise eine Foraminiferenfauna enthalten (S. 50), doch ist die Herkunft dieser Gerölle nicht ohne weiteres eindeutig abzuklären¹⁹⁾.

17) Die aus den Schieferbrüchen von Attinghausen bekanntgewordenen Fische (HEER 1865:237, HEIM 1908: 185) stammen dagegen offenbar aus einem Äquivalenten der Elmer-Formation.

18) Dagegen treten in den Dachschiefern unter der Matter-Formation ebenfalls - in zwar etwas geringerem Maße - synsedimentäre Gleitungen auf (z. B. am Weg Attinghausen - Heretswis (689 800/191 120), wo Faltenzylinderchen in dm-Größe, und ganz sicher synsedimentär entstanden, auf Gleitungen in W-E-Richtung hinweisen).

19) Diese Gerölle sind nicht Dachschiefer, sondern Mergel mit fleckigem Habitus und können ohne weiteres mit Globigerinenmergeln des Blattengratdivertikels verglichen werden. Sie stellen vielleicht ein Analogon zu den im Gruontalkonglomerat gefundenen Nummuliten-Komponenten aus dem Einsiedler-Raum dar (SCHUMACHER 1949:50/55).

- Die in der Sandfraktion eingelagerten Großforaminiferen sind immer als verfrachtet anzusehen und die Rekonstruktion der Herkunft ist mit großen Unsicherheiten behaftet, besonders wenn man die Fossilarmut des NHF in Betracht zieht.
- Die in Dachschiefen gefundenen größeren Fischreste sind sicher autochthon. Unsicherheiten ergeben sich aber bei der Korrelation mit einer durch Foraminiferen vorgenommenen Alterszuweisung.

Das Alter des NHF konnte bis heute nicht eindeutig festgelegt werden und auch die neuen Fossilfunde im Sernftal haben diese Unsicherheit nicht beseitigen können. Aus der bisherigen Diskussion (vgl. STYGER 1961:11/20 sowie die Artikel von FREY und LEUPOLD im LSI, bes.: "Dachschiefer (Glärner Dachschiefer")", "Glärnerschiefer, Sandstein-Dachschiefer-Komplexe", "Taveyannaz-Serie" und die darin verwiesenen Artikel sowie BLAU 1966, SCHERER 1966, GASSER 1968) muß der ganz NHF (inkl. Randflysch) zwischen (?oberem)Ober-Eozän und Mittel-Oligozän eingestuft werden (vgl. S. 64/65).

Der subalpine (nordhelvetische) Randflysch und die subalpine Molasse des Gurnigel- und Thunerseegebietes und des Entlebuch ist von BLAU (1966), GASSER (1966, 1968), REBER (1964), SCHERER (1964, 1966) gegliedert und mit planktonischen Faunen datiert worden.

Unmittelbar am Alpenrand, vom Thunersee bis zur Schratzenfluh hat REBER (1964) drei Flyschserien ausgeschieden, die alle ins Ober-Eozän zu stellen sind (1964:131/35; vgl. auch FURRER 1949 und HAUS 1936). Das höchste Element, direkt unter der helvetischen Kreide, ist ein Flysch mit Taveyannazsandstein vom Typ II (REBER 1964:104/105), die in Globigerinen-führende Schiefer eingelagert sind. Die Sandsteine enthalten Pflanzenreste und aufgearbeitete Foraminiferen, Gastropoden, Bryozoen und Lithothamnienreste (1966:107). Die Mächtigkeit der Taveyannazsandstein-Abfolge ist unbekannt; sie dürfte nur einige 10 m betragen (1966:105). Auffällig ist das offenbare Fehlen von Sandsteinen vom Typ IV (vgl. aber weiter östlich FURRER 1949:124 und BLAU 1966:50). Zusammen mit der Wechsellagerung mit Globigerinenschiefen liegt hier also eine analoge Abfolge vor wie im Verschürften Taveyannazsandstein der Hausstockgruppe (S. 22).

Im Entlebuch ist am Spirberg, in der Hilfernschuppe, ein offenbar ungestörtes Profil des Übergangs einer flyschartigen, mit Sandsteinbänken vom Typ Grès du Val d'Iliez durchsetzten Abfolge in vulkanitfreie, typische Molassesedimente aufgeschlossen (vgl. HAUS 1937, HOLLIGER 1955, GASSER 1966, 1968, FRÖHLICHER 1933, FRÖHLICHER & WEILER 1952).

Nach HOLLIGER (1955:91) und GASSER (1968:260, vgl. SCHERER 1966:46) enthält nur die tiefste, 400 m mächtige mergelige Abfolge Sandsteine mit "Porphyrites arborscentes". Darüber folgt am Spirberg eine gegen 1000 m mächtige Sandstein- und Konglomeratserie mit eingelagerten Tonmergeln. Die Sandsteine treten ostwärts rasch zurück (GASSER 1968). In den Tonmergeln finden sich Fischschuppen, Brachiuren (FRÖHLICHER 1951:358), Hystrichosphärideen und Dinoflagellaten (SCHERER 1961:15) sowie die von FRÖHLICHER ausgebeutete Lagerstätte von gut erhaltenen Fischresten, die von WEILER (in FRÖHLICHER & WEILER 1952) mit der unter-oligozänen Fischfauna des Septarientones im Oberrheingraben verglichen wurde²⁰). Die im Hangenden folgenden sandsteinfreien Tonmergel haben eine Ostrakodenfauna geliefert (GASSER 1968: 249/51), die SCHERER (1964, 1966) von der Westschweiz bis in die Ostschweiz in den Grsigermergeln und deren Äquivalenten nachweisen konnte und die zeitlich ins "Rupelian"²¹) einzustufen sind. In Profilen östlich vom Spirberg folgen darüber die etwa 50 m mächtigen Horwer-Platten.

Die in der Hilfernschuppe stratigraphische Abfolge ist am Thunersee, nördlich des Sigriswilergrates in selbständige tektonische Einheiten getrennt. Im subalpinen Randflysch hat SCHERER (1966) die lithostratigraphischen Einheiten Horrenbach- und Gerstengraben-Formation und in der subalpinen Molasse die Ralligen-Formation ausgeschieden.

Die Horrenbach-Formation (1966:6/23) besteht aus einer 120 - 180 m mächtigen Abfolge von Schiefen und Sandsteinen vom Typ Grès du Val d'Iliez, die nur im untern Abschnitt grobsandig entwickelt ist. Der vulka-

20) Vom Autor über der Brücke von Flühli, an der neuen Straße Flühli-Hilfernpaß, im sandigen Äquivalent des Flühlikonglomerates gefundene Discocyclinen sind nicht unbedingt als aufgearbeitet zu betrachten, da diese nach den Untersuchungen von BAUMANN (1970) nicht auf das Eozän beschränkt sind.

21) Hier und im folgenden wird eine Oligozän-Stufeneinteilung weiter geführt, wie sie von den referierten Bearbeitern des subalpinen Molassebeckens und des Randflyschs - entsprechend dem damaligen Stand der Oligozän-Stratigraphie - angewendet wurde. Der Autor ist sich dabei bewußt, daß die neuen Untersuchungen von BAUMANN & ROTH (1969) und ROTH (1970) auf Grund der Zonen von planktonischen Foraminiferen und von Nannoplankton u. a. ein ungefähr gleiches Alter für das Typ Chattian und Rupelian ergeben haben (vgl. BAUMANN 1970, BERGGREN 1963, GRAMAN 1969, MARTINI & RITZOWSKI 1968); die Stratigraphie des oligozänen Molassebeckens müßte demnach neu revidiert werden. Solange diese nicht vorliegt, wird die traditionelle Stufeneinteilung weiter verwendet, was gerechtfertigt erscheint, da nur Vergleiche innerhalb eines Beckens angestellt werden, d. h. die benützte traditionelle oligozäne Stufeneinteilung ist als lokale Stratigraphie des Molassebeckens zu werten.

nische Detritus beträgt einige Prozent. Die Bänke sind gradiert und weisen Strömungsmarken auf, im oberen Abschnitt sind auf den Schichtflächen Pflanzenhäcksel und Spuren organischer Tätigkeit zu beobachten. Die Gerstengraben-Formation (1966:23/47) ist 500 bis 700 m mächtig. Das Untere Gerstengraben-Schichtglied entspricht in lithologischer Ausbildung der Horrengaben-Formation. Im Oberen Gerstengraben-Schichtglied findet man dagegen keinen vulkanischen Detritus mehr und die sedimentären Komponenten nehmen an Zahl etwas zu, mit vereinzelt großen Dolomitgeröllen sowie Bruchstücken von Großforaminiferen. Die Zusammensetzung der Sedimentkomponenten entspricht eher einem "Grès du Val d'Illeiez" als einem "Grès de Matt-Gruontal". Nach SCHERER (1966:36/37) läßt sich die Faunenassoziation am besten mit den Tonmergelschichten von Bayern vergleichen (Rupelian). Ähnlichkeit besteht auch mit der Fischschiefer-Fauna des Beckens von Kössen-Reit im Winkl sowie in geringerem Maße mit denjenigen der Argiles de Boom²²⁾, die jedoch einer andern Faunenprovinz angehört. SCHERER (1966:46) und GASSER (1968: 250/51) parallelisieren mit Vorbehalt die Horrenbach- und die basalen Teile der Gerstengraben-Formation mit dem tiefsten, "Grès du Val d'Illeiez"-führenden Element des Spirbergprofils (der Nachweis auf Grund der Fauna steht noch aus) und die darüberliegende Steinibach-Serie mit den höchsten Schichten der Gerstengraben-Formation.

Die Untere Meeresmolasse liegt in einer dünnen Verschuppungszone vor dem Randflysch. Die gegen 200 m mächtige Ralligen-Formation (basale Mergel im Liegenden von massigen Kalksandsteinen) ist den Grisigermergeln und Horwer-Platten (= Horwerschichten BUXTORF & KOPP 1943) äquivalent (SCHERER 1966:61).

Vergleichbare Sedimente in analoger tektonischer Stellung (subalpiner Randflysch) sind durch neuere Untersuchungen von BLAU (1966) aus dem östlichen Gurnigelgebiet bekannt geworden.

Jordisbodenmergel und Goldeggsandsteine (Typ Grès du Val d'Illeiez) bilden in Wechsellagerung eine 1300 m mächtige Serie, die möglicherweise durch Verschuppung repetiert ist (1966:36/39, 41/42). Eine Abnahme des vulkanischen Detritus in den einzelnen, 15 - 150 m mächtigen Sandsteinzonen ist nicht beobachtet worden. Das Alter dieses Randflyschs wird im untern Abschnitt als Lattorf (vergleichbar mit der Fauna von Häring i. T.), im obern als oberes Lattorf oder Rupelian, auf Grund von Analogien mit den bayrischen Fischschiefern, angegeben (1966:41/43) und dürfte deshalb mit der Horrenbach- und (zumindest basalen Teilen) der Gerstengraben-Formation zu parallelisieren sein.

Ähnliche Sedimente sind weiter westlich im Randflysch beschrieben worden (vgl. CORMINBOEUF 1959, EMMENEGGER 1962, GAGNEBIN 1924, LOMBARD 1940, MORNOD 1949, TERCIER 1928, BLAU 1966:49/50 sowie LSI: Couches de Villarvolard, Grès de Cucloz).

Das von CORMINBOEUF (1959:87/93) auf Grund von Globorotalien²³⁾ angegebene Paleozän-Alter ist von BLAU (1966:49/50) bestritten worden. REISS (in BLAU 1966:49) vermutet auf Grund der von BLAU aufgefundenen Globigerinen ein oligozänes Alter, so daß die "Couches de Cucloz-Villardvolard" mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den Goldeggsandsteinen und Jordisbodenmergeln von BLAU (1966) resp. der Horrenbach- und Gerstengraben-Formation von SCHERER (1966) parallelisiert werden dürfen.

Die "Couches de Vaulruz-La Holena" in der subalpinen Molasse (EMMENEGGER 1962, MORNOD 1949) sind auf Grund der Ostracoden-Fauna und der Mächtigkeiten der Mergel und Kalksandsteine als Fortsetzung der Ralligen-Formation zu betrachten (SCHERER 1964, 1966:61).

Die im Val d'Illeiez in den "Schistes marno-micacés" im Dach des parautochthonen Flyschs auftretenden Sandsteine vom Typ Grès du Val d'Illeiez haben profilaufwärts einen immer höheren Anteil an arboreszierenden Diabasen (SCHROEDER & DUCLOZ 1955:7) und sollen lateral in die "Grès des Carrières" des Autochthons, mit seltenen vulkanischen Komponenten, übergehen (1955:17, vgl. die Zusammenfassung von LEUPOLD, LSI: "Flysch nordhelvétique des régions limitrophes de la Suisse et de la Haute-Savoie", "Flysch nord-helvétique (de la Suisse occidentale)", "Flysch du Val d'Illeiez", sowie BLAU 1966:51/55).

BLAU und LEUPOLD kommen auf Grund von sorgfältigen Vergleichen mit Savoyen zum Schluß, daß hier eher zwei Sandsteinabfolgen anzunehmen seien, wobei nach LEUPOLD die tiefere ("Grès du Val d'Illeiez") ins Lattorfian, die höhere ("Grès des Carrières" = "Grès de Massongez") ins Rupelian einzustufen wären. Da den Alterszuweisungen mit Hilfe von kleinen Nummuliten noch eine große Unsicherheit anhaftet und die zur Datierung herangezogenen Pelecypodensteinkerne keine eindeutigen Aussagen erlauben (RUTSCH 1961/1962), müssen weitere Untersuchungen im NHF dieser Region abgewartet werden.

Die ältesten Schichten der Bayrischen subalpinen Molasse, die Deutenhausener Schichten, sind im Südflügel der Murnauer und Sterneberger Mulde aufgeschlossen. Die sichtbare Mächtigkeit beträgt an der Ammer 600 - 650 m, am Lech 500 m, im Bregenzerwald ca. 150 m (FISCHER 1960:44, in WAGNER 1960:567, ZEIL 1953:102/03, 1954:55, ZÖBELEIN 1952:618/19), sie scheint westwärts abzunehmen.

22) Nach ROTH (1970) sind jedoch die Argiles de Boom gleichalt wie das Chattian des Typusprofils.

23) Die Globorotalien könnten evtl. durch Aufarbeitung aus Leimernschichten zu erklären sein.

ZEIL (1953:103/07) nimmt eine Dreigliederung vor, wobei vor allem der unterste Anteil (in den Profilen am Lech) in eigentlicher Flyschfazies ausgebildet ist, mit eingestreuten Pflanzenresten. Die mittleren Deutenhausener Schichten sind massiger, z. T. konglomeratisch ausgebildet, das Verhältnis Sandstein/Tonmergel beträgt ca. 3. Die eingeschalteten Tonmergel sind oft durch Kohleschmitzen verunreinigt. Das charakteristische Leitgestein der Fragmente der Grobsandfraktion sind schwarze Lydite und Kieselkalke neben dunklen Dolomiten. Im oberen Drittel entwickeln sich dünngeschichtete Tonmergel mit Feinsandlagen. Die Obergrenze gegen die Tonmergelschichten bilden konglomeratische dicke Bänke von 0,5 - 5 m Mächtigkeit. FISCHER (1960) konnte diese Dreiteilung weiter westwärts nicht mehr vornehmen, dagegen sind die Konglomerate im Dach der Deutenhausener Schichten auf weite Distanz zu verfolgen. In den Sandsteinen der mittleren Deutenhausener Schichten sind aufgearbeitete Nummuliten, Discocyclinen, Kleinforaminiferen sowie Lithothamnienbruchstücke festgestellt worden. In den oberen Deutenhausener Schichten deutet eine Ostracodenfauna auf Unter-Oligozän und tiefstes Mittel-Oligozän (TRIEBEL, WICHER in ZEIL 1953:108/09). WEILER kommt auf Grund einer Fischfauna aus einem nicht näher lokalisierten Fundpunkt der Deutenhausener Schichten zum Schluß, daß "die (...) Schichten etwas älter sind als Mitteloligozän; d.h. zeitlich etwa ein Äquivalent der Glarner Dachschiefer darstellen" (zitiert in FISCHER 1960:42, vgl. HAGN & ZEIL 1955).

Die über den Tonmergelschichten (Rupelian) einsetzenden Bausteinschichten (Chattian, HAGN & HÖLZL 1952, GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1953, ZÖBELEIN 1962) sind von FÜCHTBAUER (1958:929/35, 1964:205/20) eingehend untersucht worden. Sie werden gesamthaft schon ins Chattian gestellt (vgl. GANSS & SCHMIDT-THOMÉ 1953, HAGN & HÖLZL 1952, ZÖBELEIN 1952), während die tieferen Bausteinschichten von HÖLZL noch ins Rupelian eingestuft werden (in ZÖBELEIN 1962).

Nach dem Vorschlag von RICHTER (1925:314, 1948:342, 345) sind die "Grès de Vaulruz" ("Grès de Vaulruz-La Holéna" EMMENEGGER 1962), die Horwerschichten und z. T. die "Grès de Massongex" auf Grund der faziellen Ausbildung jeweils parallelisiert und als Äquivalente der Bausteinschichten angesehen worden (vgl. GASSER 1968:242, HOLLIGER 1955:94, MORNOD 1949:64/66, SCHROEDER & DUCLOZ 1955:21/25). Die Untersuchungen der Schwermineralvergesellschaftung, einer Granat-Apatit-Kombination (FÜCHTBAUER 1964, GASSER 1966, 1968, VERNET 1964) sowie die Verbreitung der Ostracodenfaunen im Liegenden (EMMENEGGER 1962, GASSER 1966, 1968, SCHERER 1964, 1966) machen eine solche Parallelisation in großem Maße wahrscheinlich, womit aber die Stellung der "Grès de Massongex" noch nicht festgelegt ist (vgl. RUTSCH 1961/62). Die von diesem Autor betonte Diskrepanz zwischen der von STEHLIN 1938 im Vaulruzsandstein auf Grund der Säugetierfauna vorgenommenen Alterszuweisung (sicheres Unter-Stampian) und der ins Chattian gestellten Bausteinschichten wird durch die neuere Datierung von HÖLZL (l. c.) sowie durch das offenbare Rupelian-Alter der Ralligen-Formation (SCHERER 1966: 57) gemildert. Ein etwas jüngeres Alter der westlichen Äquivalente der Bausteinschichten wäre aber durchaus möglich, vgl. FÜCHTBAUER (1964:219).

Beim Versuch, den Übergang der Flyschfazies in die Molassefazies in NHF der Glarner Alpen mit den analogen Übergängen im Randflysch oder in der subalpinen Molasse zu vergleichen, muß der Umstand im Auge behalten werden, daß dort ein vergleichsweise recht interner Abschnitt vorliegen muß, nachdem ja FREY (1965:125/28) eine "mittelhelvetische" (vgl. S. 25) Abkunft des Taveyannazsandsteins am Malor (= Vorstegstockscholle) als sicher angenommen hat. Im Val d'Illiez, in der Hilfernschuppe und in der subalpinen Molasse Oberbayerns sind sicher Elemente von nördlicherer Herkunft aufgeschlossen. Die stratigraphischen Beziehungen, die zwischen den helvetischen Teilen des Randflyschs und den ältesten Schichten der subalpinen Molasse bestehen, sowie der analoge tektonische Baustil legen den Schluß nahe, daß der NHF am Nordrand der Alpen ebenfalls recht externer Herkunft sei.

Für die Alterszuweisung des NHF der Glarner Alpen kann einzig die Fauna der Engi-Dachschiefer einen sicheren Anhaltspunkt liefern²⁴⁾. Sie ist von WETTSTEIN (1887) und WEILER (in FRÖHLICHER 1933:32, FRÖHLICHER & WEILER 1952:29) "mit einem hohen Grad an Wahrscheinlichkeit" (1952:29) ins Unter-Oligozän eingestuft worden. In der Bank von Rüschenweid, mindestens 600 m stratigraphisch tiefer, an der Untergrenze der Matter-Formation, macht die mindestens teilweise aufgearbeitete Fauna (siehe S. 42/43) ein höchstens obereozänes Alter wahrscheinlich²⁵⁾. Die Sandsteine von Rinderboden, offenbar an der Basis der

24) Aus dem NHF selber sind, neben den bisher erwähnten Funden, die folgenden Fossilien bekanntgeworden: Aus Savoyen "Orthophragminen" und kleine Nummuliten (MORET 1924:404) Discocyclinen *Nummulites boucheri* DE LA HARPE, *N. semicostatus* KAUFM., und *Heterostegina* sp. (SCHROEDER & PICTET 1946:33/36); aus der Diableret-Decke Orthophragminen (LUGEON, 1923:220), Pecten, Asterigerinen, Milioliden, Rotaliden, Textularien, Bryozoen, Lithothamnien sowie Orthophragminen (MERCANTON 1963:89), Zahn von Requienien (RENEVIER 1890:453/54), Cerithium (BADOUX in MERCANTON 1963: 89); aus dem Randflysch Orthophragminen ("Grès de Cucloz", VUAGNAT 1943:389); aus den Glarneralpen Discocyclinen, Globigerinen, Milioliden (STYGER 1961:107).

25) Die für die Diplomarbeit angefertigten Dünnschliff-Präparate der Bank Rüschenweid sind im Frühjahr 1963 Herrn Prof. W. LEUPOLD vorgelegt worden. Er neigte dazu, die Großforaminiferenfauna ins höhere Ober-Fozän einzustufen.

Taveyannaz-Formation, stellen möglicherweise wegen der auftretenden Nummuliten (*N. incrassatus* DE LA HARPE) ein Äquivalent des Gipfelsandsteins des Kistenstöckli dar.

Mit großer Wahrscheinlichkeit umfaßt deshalb der NHF im Sernftal und Linthal noch Ober Eozän und Unter-Oligozän, der Übergang der Flyschfazies in eine molasseartige Fazies im Sernftal und Reußtal, an der Untergrenze der Matter-Formation, könnte - mit einiger Unsicherheit - an die Eozän/Oligozän-Grenze verlegt werden (vgl. die Artikel von FREY und LEUPOLD (LSI), besonders: Sandstein-Dachschiefer-Komplex, Taveyannaz-Serie). Der direkte Faunenvergleich von WEILER (in FISCHER 1960:42) erlaubt, die Deutenhausener Schichten mit einiger Wahrscheinlichkeit der Matter-Formation zeitlich gleichzustellen. Die von ZEIL (1953:105/06) beschriebenen dunklen Cherts in den Deutenhausener Schichten kommen in ähnlich ungleichmäßiger Verteilung auch in der Matter-Formation vor (Anreicherung in bestimmten Horizonten bis zu einem Drittel des Komponentenbestandes); ein direkter Schüttungszusammenhang kann aber wegen der verschiedenartigen Schwermineralassoziation nicht rekonstruiert werden²⁶⁾. FÜCHTBAUER (1964:204, 219) und GASSER (1968:301) haben die Steinibach-Serie des Entlebachs mit den Deutenhausener Schichten in Zusammenhang gebracht. Da jedoch die Basis des Spirbergprofils mit der Gerstengraben-Formation korreliert werden darf und daher mit den Tonmergelschichten der subalpinen Bayrischen Molasse zu vergleichen ist und da zudem die Fossilfundstelle von FRÖHLICHER (l.c.) eher auf mittelo oligozänes Alter der Steinibach-Serie schließen läßt, müßte damit ein jüngerer Alter der westlichen Äquivalente der Deutenhausener Schichten postuliert werden. Ob diese Annahme zutrifft, oder ob die Steinibach-Serie eine mehr lokale Schüttung darstellt (im Zusammenhang mit der lokalen Schüttung der Flühlinagelfluh) und die Deutenhausener Schichten in diesem Querschnitt nicht mehr anzutreffen sind, kann vorläufig nicht entschieden werden. Fest steht auf jeden Fall, daß die Fischfaunen von Steinibach und von Engi eine Beziehung zwischen der Steinibach-Serie und der Matter-Formation ausschließen.

Der vertikale Übergang der Flyschfazies in eine molasseartige Fazies ist im Entlebach (Spirbergprofil), im Eriz (Gerstengraben-Formation²⁷⁾ und vielleicht auch im Val d'Iliez (Grès du Val d'Iliez - Grès de Massongex) offenbar ebenfalls, wie im Sernftal und Reußtal, von einem Aussetzen der vulkanischen Komponenten in der Sandfraktion begleitet, wobei jedoch dieser Übergang zeitlich ins Rupelian zu stellen wäre. Die lithologisch und zeitlich gut vergleichbare Ausbildung der stratigraphischen Profile Sernftal/Reußtal einerseits und, in geringerem Maße derjenigen im Entlebach, Eriz, Gurnigelgebiet und bei Bulle andererseits (wobei die palinospastische Stellung jeweils noch ungesichert ist) spricht dafür, daß die Entwicklung der Molassefazies im Helvetikum im Unter-Oligozän/Mittel-Oligozän sich immer mehr alpenauswärts (und nicht westwärts, entlang dem Alpenstreichen), verlagert hat.

Weiter darf man, solange keine Argumente dagegen vorliegen, daraus folgern, daß den vulkanischen Komponenten in der Sandfraktion, besonders den Diabasen divergent-intersertaler und arboreszierender Struktur, unter gewissen Einschränkungen ein chronostatigraphischer Leitwert zugeordnet werden kann, nämlich offenbar dann, wenn Profile verglichen werden, die aus Bereichen stammen, deren Stellung im Querprofil der helvetischen Geosynklinale identisch ist²⁸⁾.

26) Die vier Proben von FÜCHTBAUER (1964:203, 278, die als "Eozän-Flysch" bezeichneten Proben a-c stammen aus dem Gruontal-Konglomerat) weisen eine außerordentliche Streuung in der Mineralassoziation auf, die keinen Zusammenhang mit derjenigen der Deutenhausener Schichten (8 Proben, 1964:204, 272) aufweist. Es ist nicht ausgeschlossen, daß östlichere Schuttfächer, in analoger Stellung wie diejenigen des Sernf- und Reußtals, als Hauptlieferanten für die Deutenhausener Schichten der Oberbayrischen subalpinen Molasse in Frage kommen. Da in der Molasse außer den Deutenhausener Schichten keine Sedimente bekannt sind, die als nördliche und östliche Fortsetzung der Schuttfächer der Matter-Formation in Frage kommen, muß der Schüttungszusammenhang Matter-Formation/Deutenhausener Schichten noch offen gelassen werden.

27) Diese kann zudem aus lithologischen und altersmäßigen Vergleichen mit dem Spirbergprofil als unmittelbar Liegendes der (eindeutig in Molassefazies ausgebildeten) Ralligen-Formation angesehen werden.

28) RUTSCH (1961/1962) hat, indem er auf VUAGNAT (1944) hinweist, einen stratigraphischen Leitwert der "Porphyrites arborescentes" bestritten. Doch hat VUAGNAT gerade in diesem Artikel den Umstand hervorgehoben, daß die Vorkommen von "Porphyrites arborescentes" in der Oberen Meeresmolasse und Oberen Süßwassermolasse zusammenfallen mit dem erstmaligen Auftauchen von Geröllen aus dem NHF und daß sie aus dem Aquitanian nicht bekannt sind. Diese "Porphyrites arborescentes" sind deshalb aufgearbeitet und nicht mit denen der älteren Molasse und des NHF zu vergleichen.

Der Versuch, die vorstehenden Beziehungen in ein paläogeographisches Bild einzufügen, führt ungefähr zu der folgenden Rekonstruktion:

Im Helvetikum der Ostschweiz senkt sich im Ober-Eozän - im Gefolge von tektonischen Bewegungen, die zur Bildung von lokalen Geröllschüttungen im Dach der Globigerinenschiefer geführt haben (vgl. BRÜCKNER 1946 a, 1952) - der Geosynklinaltrog weiter ab. Von wahrscheinlich mehreren (unbekannten) Austrittsstellen, am (? ausschließlich) internen Rand des Trops, (vgl. DE QUERVAIN 1928:76/77, VUAGNAT 1952:81/93) werden Sande vorwiegend vulkanischer Zusammensetzung und vorwiegend in nordwestlicher Richtung längs des Trops geschüttet; gleichzeitig macht sich eine vulkanische Tätigkeit bemerkbar. Bei der Ablagerung des Ruchisandsteines hat, ausgenommen am Nordrand über der Limmernkuppel, der Flyschcharakter zugenommen und die Schüttung erfolgte in recht konstanter Weise in der Trogachse (?die Schüttungszentren haben sich westwärts verlagert). Dieser Trend akzentuiert sich, zumindest in einem südlicheren Bereich des Hausstockgebietes (Vorsteigstockscholle), im obersten Eozän oder tiefsten Oligozän bei der Sedimentation von Diabas-führenden Sandsteinen, wobei der Vulkanismus abklingt.

An der Wende Eozän/Oligozän oder erst im Lattorfian findet eine rasche Hebung eines trogparallelen Streifens des Mittelhelvetikums statt, erkennbar an Sedimentrutschungen z.T. größeren Ausmaßes (S. 49), und radiale vulkanitfreie Schüttungen (Matter-Formation im Sernftal und Reußtal) drängen die achsialen vulkanitführenden Schüttungen weiter alpenauswärts. Damit verbunden ist in einem mittleren bis nördlichen Abschnitt des Helvetikums ein Übergang von typischer Flyschfazies in eine molasseartige Fazies. Schuttfächer vom Typ der Matter-Formation liefern auch das Material für die Ablagerung der flyschartigen Deutenhausener Schichten mit W-E-Transportrichtung in der Oberbayrischen Molasse. Erst im Rupelian erreicht der Übergang der Flysch-/Molasse-Sedimentation den Nordrand des Helvetikums; lokale Schuttfächer (Flühlinagelfluh) können diesen Übergang in ähnlicher Weise wie die analogen (älteren) Fächer von Matt und des Gruontals vermitteln. Mit den Grisigermergeln und den Horwer-Bausteinschichten etabliert sich in diesem externen Bereich die Molassefazies an der Wende Rupelian/Chattian endgültig. Fazielle Entsprechungen dieser Schichten sind alpeninwärts nicht bekannt.

4. Übersicht über die Kleintektonik

Im Untersuchungsgebiet, d.h. von Engi an das Sernftal aufwärts bis zum Hausstock, fallen zwei Strukturelemente auf:

- Schichtflächen; diese sind häufig, besonders bei den Engidachschiefern, völlig eben, so daß sich schöne plattige Tafeln spalten lassen; es handelt sich also eigentlich um Clivageflächen, die schichtparallel verlaufen. In den Diagrammen sind nur solche Flächen eingetragen. Clivageflächen, welche die Schichtung schneiden, sind nicht eingemessen worden; die Variation der Lage der Flächen ist sehr groß, bedingt durch die starke Streuung der Faltenachsen¹⁾.
- Faltenachsen; Falten treten in allen Größenordnungen auf, vom dm- bis 100 m-Bereich (in der Ebene senkrecht zur Achse). In den Diagrammen sind etwa 350 Faltenachsen von Falten größer 1 m eingetragen, da bei kleineren Falten oft nicht eindeutig entschieden werden kann, ob sie sedimentären oder tektonischen Ursprungs sind. Die Falten sind fast immer von Clivageflächen begleitet, deren Intersektion mit den Schichtflächen parallel zu den Faltenachsen verläuft. In den Fällen, wo die Faltenstruktur nicht direkt eingemessen werden konnte, sind in den Diagrammen diese Intersektionen eingetragen worden, dabei ergab sich ein im wesentlichen gleichartiges Verhalten von Intersektionen und Faltenachsen (Fig. 16/10-13).

4.1 Das Verhalten der Schichtflächen und Faltenachsen

Im folgenden wird versucht, die geometrischen Beziehungen der Strukturelemente herauszuarbeiten; dabei wird das Gefüge auf ein einfaches Modell zurückgeführt, das sich zwar aus den vorliegenden Daten nicht eindeutig herleiten läßt, jedoch als Arbeitsgrundlage brauchbar erscheint.

Für die Charakterisierung eignet sich am besten die Situation zwischen Engi und Elm, wo auch die meisten Daten vorliegen. Die Faltenachsen haben hier die Tendenz, sich in einem Großkreis anzuordnen, wobei ein Maximum im SE- oder im NE-Quadranten oder in beiden auftritt. Die beiden Maxima sind ca. 90° voneinander entfernt. Die Schichtflächenpole ordnen sich in einem Haufen oder streuen längs eines Großkreises mit einem Pol in WSW-ENE, in Übereinstimmung mit einem Maximum der Faltenachsen. Dabei ist dieses Maximum jeweils umso deutlicher ausgeprägt, je stärker die Pole der Schichtflächen längs eines Großkreises streuen, während das andere Maximum der Faltenachsen im SE-Quadranten dann umso klarer in Erscheinung tritt, je stärker die Schichtflächenpole in einem Haufen angeordnet sind (Fig. 16/1-3, 14, 15). Dieser Tatbestand läßt sich nicht durch eine regionale Variation der Linearen erklären, denn in kleinen Teilbereichen ist dasselbe Phänomen zu beobachten (Fig. 16/15, 16). Die Ausbreitung der Faltenachsen längs eines Großkreises kann auch nicht als normale Streuung von zwei zueinander senkrecht stehenden Haufenverteilungen angesehen werden, denn die einzelnen Haufen sind deutlich in der Gürtel Ebene gelängt, zudem tritt die Längung in einem Gürtel auch dann auf, wenn nur eine einzige Haufenverteilung vorhanden ist. Dieser Sachverhalt kann als Indiz dafür gewertet werden, daß die beiden aufeinander senkrecht stehenden Polhaufen genetisch miteinander zu verknüpfen sind. Die den einzelnen Haufen entsprechenden Falten lassen sich phänomenologisch im Felde nicht voneinander trennen und auch eine Überlagerung ist nie festgestellt worden, so daß man eine nur beschränkte axiale Ausdehnung der Falten annehmen muß.

Auf Grund dieser Beobachtungen möchte man nun annehmen, daß dem Verformungsakt im Untersuchungsgebiet zwei Faltenrichtungen zuzuschreiben seien, welche genau senkrecht zueinander stehen. Prüft man die Diagramme im Hinblick auf diese Annahme, so lassen sich zwar in einzelnen Fällen (Fig. 16/6, 13, 15) wohl zwei

1) Bei Wechsellagerung von Sandsteinen und Dachschiefern ist der Winkel der Clivagefläche zur Schichtfläche umso größer, je kompetenter die Schichtfläche, d.h. bis zu 90° in den Sandsteinbänken. In fast reinen Dachschieferabfolgen ist die Lage der Clivageflächen auf andere Weise vom Siltgehalt abhängig: bei starkem Siltgehalt ist sie häufig schichtparallel, bei zurücktretendem Siltanteil dagegen immer beliebig in bezug auf die Schichtfläche. Schichtparallel spaltende Schiefer finden sich daher nur in den Engi-Dachschiefern und nie in den normalen Dachschiefern des NHF.

Fig. 16. Gefügediagramme. Darstellung der Schichtflächen (= Clivageflächen) und Faltenachsen.
Es bedeuten:

H: Pol der Hauptüberschiebung

g_1, g_2, g_3 : senkrecht aufeinander stehende Großkreise

●: Schwerpunkt einer Haufenverteilung von Schichtflächenpolen

o: Pol des "best fitting circle" einer Gürtelverteilung von Schichtflächenpolen

x: Schwerpunkt einer Haufenverteilung von Faltenachsen

■: Pol des "best fitting circle" einer Gürtelverteilung von Faltenachsen

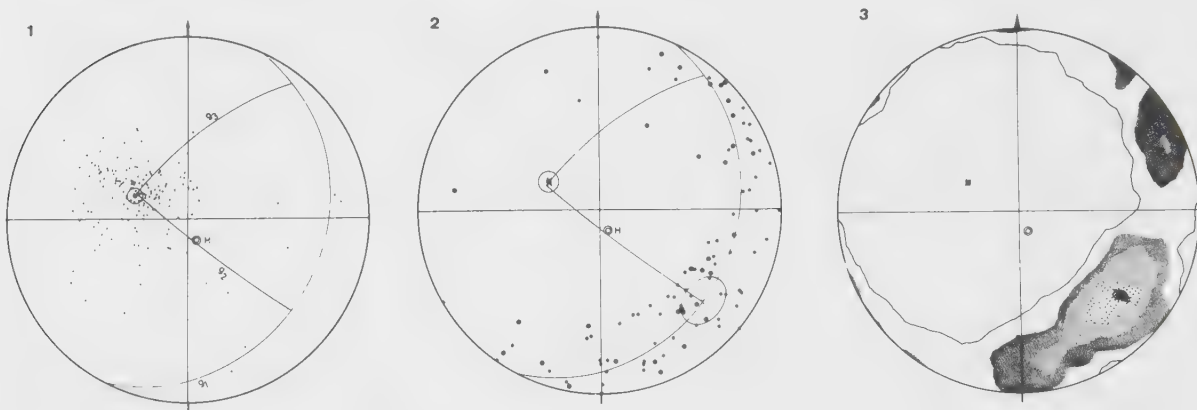
1. Ziffer: Azimuth des Pols, gemessen N über E (z.B. 293.3 in (1)).

2. Ziffer: Fallwinkel des Pols (z.B. 63.7 in (1)).

3. Ziffer: Radius des 95 % Vertrauenskreises in Graden (z.B. 3.6° in (1), vgl. Anmerkung 3).

In den Diagrammen sind jeweils die 95% Vertrauenskreise eingetragen

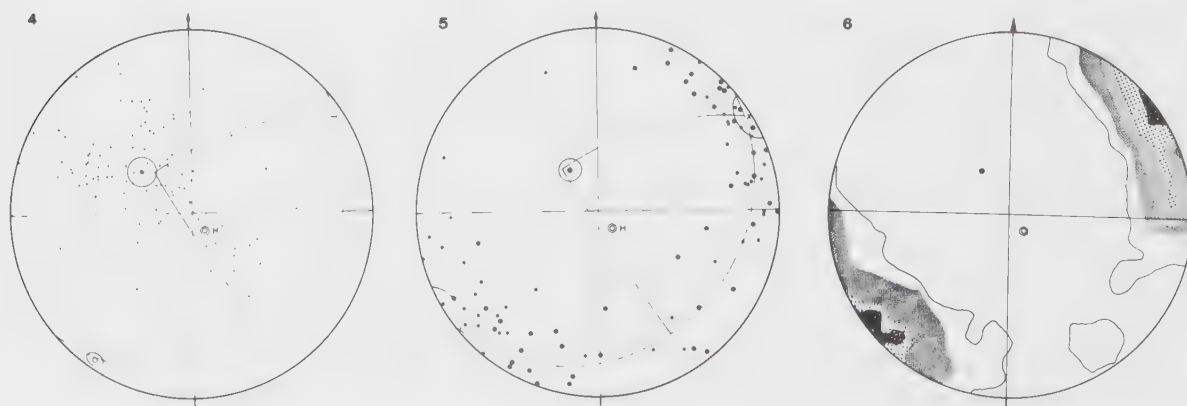
Kleine Punkte = Schichtflächen, mittelgrosse Punkte = Intersektionen von Clivage- und Schichtflächen,
grosse Punkte = Faltenachsen



(1) Sernftal E-Seite zwischen Engi und Matt. 158 Schichtflächen in der Matter-Formation. ●: 293.3/63.7/3.6.

(2) Sernftal E-Seite zwischen Engi und Matt. 99 Faltenachsen und Intersektionen in der Matter-Formation;
x: 131.6/24.5/9.8; ■: 299.8/63.9/2.4+2.0.

(3) Besetzungsdichten (Auszahlkreis: $\phi = 4$ cm) 4, 8, 12, 16 und 20 % der Schmitt'schen Projektion (2).

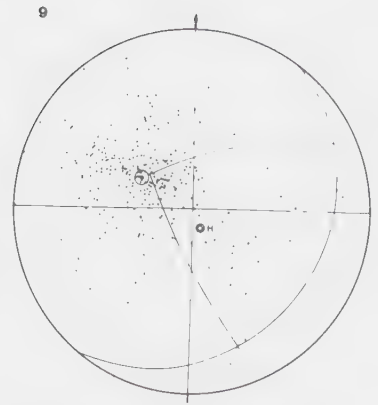
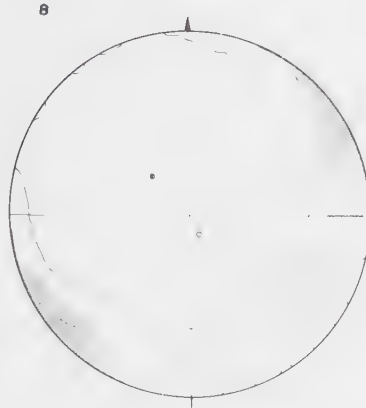
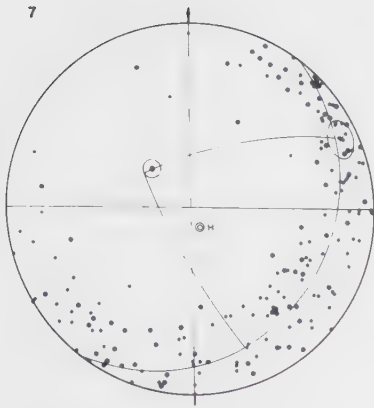


(4) Sernftal W-Seite. 97 Schichtflächen in der Matter-Formation

●: 311.3/60.3/6.5; o: 214.1/4.6/3.0+2.0.

(5) Sernftal W-Seite zwischen Engi und Matt in der Matter-Formation. x: 58.5/0.8/7.9; ■: 327.0/67.0/2.9+2.0

(6) Besetzungsdichten (Auszahlkreis: $\phi = 4$ cm) 4, 8, 12, 16 und 20 % der Projektion (5).



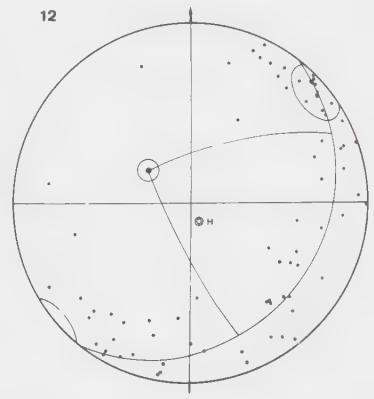
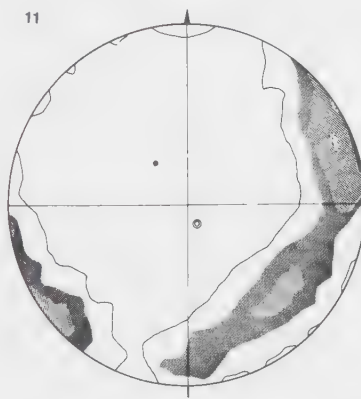
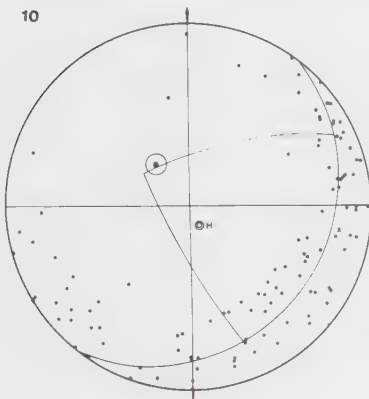
(7) Sernftal zwischen Engi und Matt. 186 Faltenachsen und Intersektionen in der Matter-Formation.

x: 66.1/10.2/7.4; ■: 316.0/65.9/1.9+2.0 ((2) + (5)).

(8) Besetzungsdichten (Auszahlkreis: $\phi = 4$ cm) 4, 8 und 12 % der Projektion (7).

(9) Sernftal zwischen Engi und Matt. 255 Schichtflächen in der Matter-Formation ((1) + (4)).

●: 300.2/62.7/3.3; ○: 31.7 / 0.4/1.8+2.0



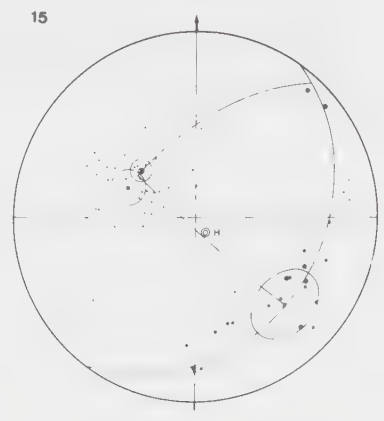
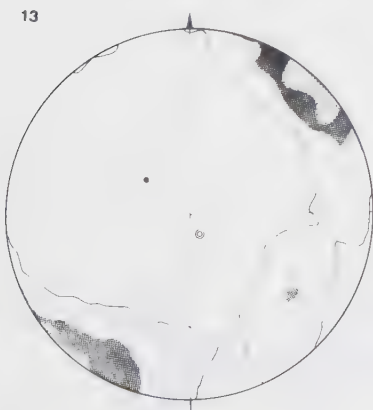
(10) Sernftal zwischen Engi und Matt. 110 Intersektionen in der Matter-Formation. x: 99.4/16.4/9.5;

■: 322.2/65.9/2.4+2.0

(11) Besetzungsdichten (Auszahlkreis: $\phi = 4$ cm) 4, 8, 12 und 16 % der Projektion (10).

(12) Sernftal zwischen Engi und Matt. 76 Faltenachsen in der Matter-Formation. x: 49.2/6.5/10.9;

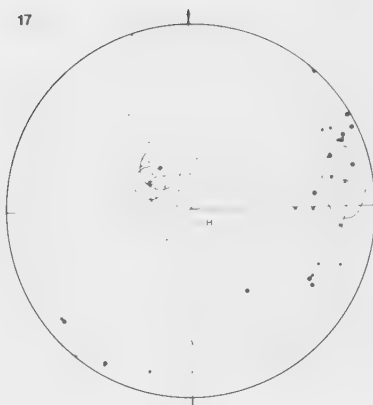
■: 308.8/64.8/3.1+2.0



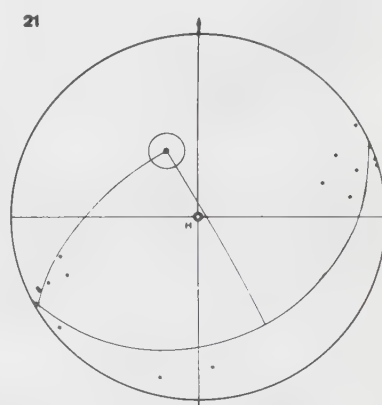
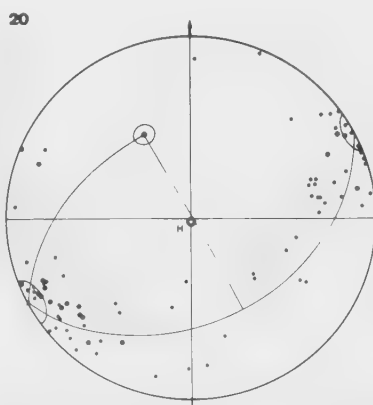
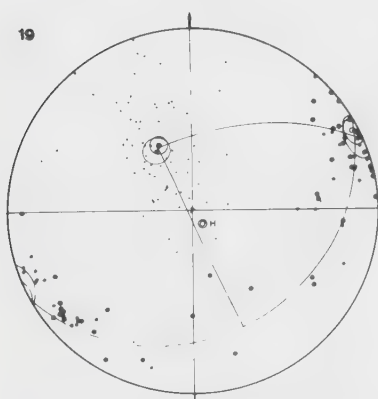
(13) Besetzungsdichten (Auszahlkreis: $\phi = 4$ cm) 4, 8, 12 und 16 % der Projektion (12).

(14) Sernftal zwischen Engi und Matt. 9 Schichtflächen und 8 Faltenachsen und Intersektionen im Blatten-gratdivertikel. ●: -60.0/65.9/18.6; x: 142.5/33.1/30.4; ■: 298.2/54.7/3.7+2.0

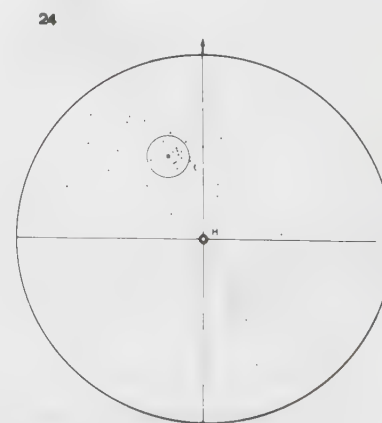
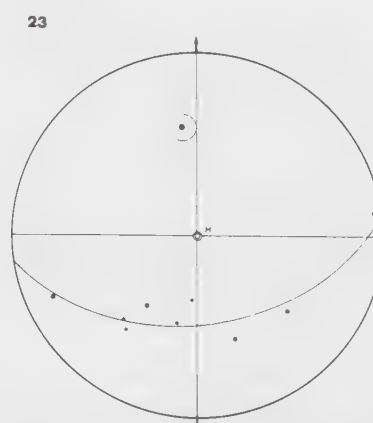
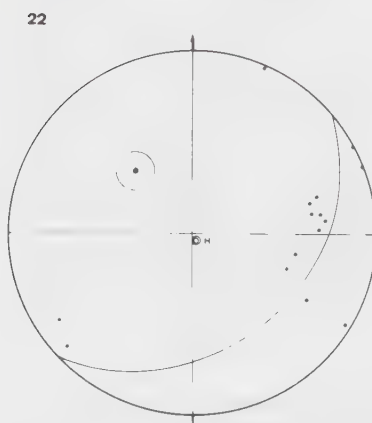
(15) Ausgang Chrauchtal (732 400/202 200). 38 Schichtflächen und 22 Faltenachsen und Intersektionen in der Matter-Formation. ●: 292.7/56.0/8.4; x: 131.7/33.2/14.3; ■: 310.5/57.4/3.2+2.0



- (16) Ausgang Berglibach (731 200/01 700). 16 Schichtflächen und 10 Faltenachsen und Intersektionen in der Matter-Formation. ●: 339.0/53.4/14.2; ○: 235.4/9.8/3.3+2.0; x: 227.0/10.0/10.3
- (17) Sernftal E-Seite zwischen Matt und Elm. 24 Schichtflächen und 24 Faltenachsen und Intersektionen in der Taveyannaz- und Elmer-Formation der Vorstegstockscholle. ●: 324.1/66.4/8.6; x: 80.6/14.9/12.2; ■: 304.2/68.9/5.1+2.0
- (18) Sernftal W-Seite zwischen Matt und Elm. 48 Schichtflächen und 49 Faltenachsen und Intersektionen in der Taveyannaz- und Elmer-Formation der Vorstegstockscholle. ●: 331.8/53.6/7.8; ○: 242.0/0.1/3.6+2.0; x: 240.1/5.1/6.7; ■: 336.7/52.8/2.4+2.0



- (19) Sernftal zwischen Matt und Elm. 72 Schichtflächen und 73 Faltenachsen und Intersektionen (Fig. 16/17+18). ●: 329.8/58.1/6.0; ○: 63.7/2.4/2.7+2.0; x: 66.4/1.2/6.6; ■: 333.9/56.2/2.4+2.0
- (20) Hinterland (Elm - Wichlen). 83 Faltenachsen und Intersektionen in der Taveyannaz-Formation x: 241.8/0.4/7.3; ■: 332.5/46.8/3.0+2.0
- (21) Ausgang Jetzbach (728 700/194 300). 16 Intersektionen im Ruchisandstein der Hausstockscholle. x: 240.5/2.0/13.2; ■: 235.8/56.7/6.0+2.0

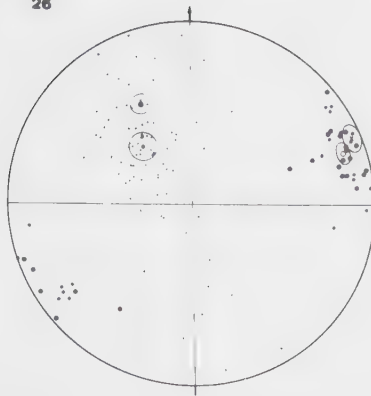


- (22) Chleb unter dem Tierbodenhorn (728 400/196 800). 15 Intersektionen im Ruchisandstein der Vorstegstockscholle. x: 77.9/21.0/16.1; ■: 318.3/51.6/6.4+2.0
- (23) Hausstock-E-Grat (725 000/192 800). 9 Faltenachsen und Intersektionen im Ruchisandstein der Hausstockscholle x: 207.9/43.8/26.4; ■: 352.8/39.6/4.1+2.0
- (24) Alplifirn (Hausstock). 34 Schichtflächen im Ruchisandstein der Hausstockscholle ●: 337.6/49.8/8.9

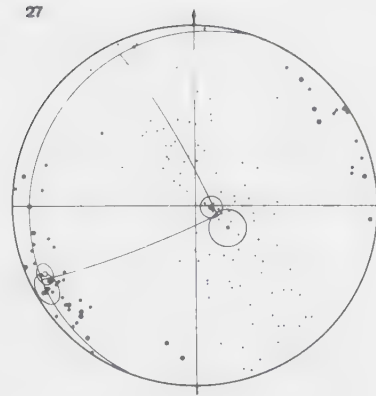
25



26

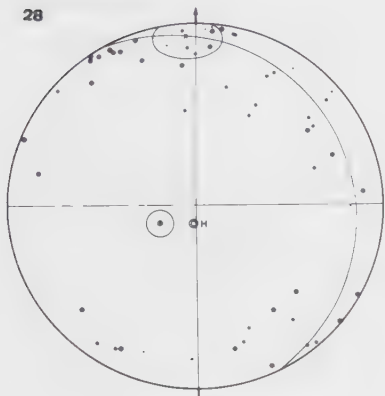


27

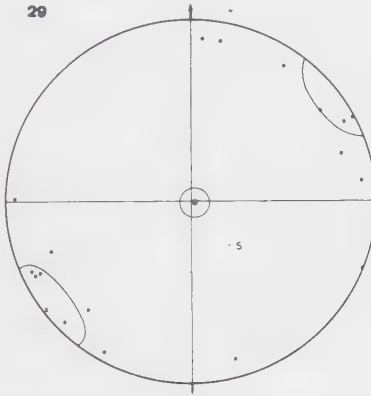


- (25) Galerien Klausenpaß (717 700-800/196 500-900). 40 Faltenachsen und Intersektionen in der Taveyanaz-Formation x: 229.8/15.5/6.4; ■: 350.6/61.3/2.3+2.0
- (26) Schächental. 83 Schichtflächen und 44 Faltenachsen und Intersektionen in der Elmer- und Matter-Formation. ●: 320.5/56.0/6.3; ○: 71.3/13.5./2.1+2.0; x: 67.8/5.1/5.1; ■: 333.6/38.6/2.4+2.0
- (27) Reußtal-Surenenpaß. 97 Schichtflächen und 54 Faltenachsen und Intersektionen in der Elmer- und Matter-Formation. ●: 125.1/71.8/8.5; ○: 245.2/19.2/2.6+2.0; x: 240.5/6.4/6.4; ■: 95.0/82.7/2.8+2.0

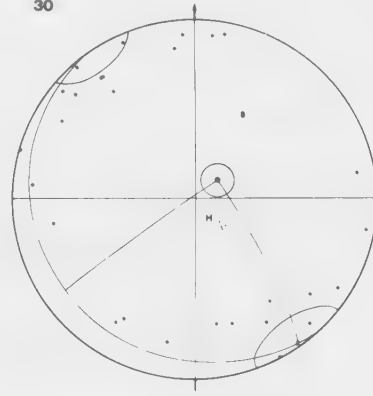
28



29



30



- (28) Lochsitzen bei Schwanden. 48 Faltenachsen im Lochseitenkalk. H: 190/82; ○: gefaltete Kalzitadern im Lochseitenkalk; x: 357.1/7.5/11.7; ■: 245.0/72.0/4.1+2.0; ●: Scherflächen
- (29) Rietboden bei Matt (730 080/202 350). 18 Faltenachsen im Verrucano. S: Schieferung; x: 233.5/0.5/15.0; ■: 120.0/88.4/4.5+2.0
- (30) Chüebodensee (728 950/199 600). 28 Faltenachsen im Lochseitenkalk. H: Hauptüberschiebung; ○: Pole der Schichtflächen im unterliegenden Flysch; x: 325.0/1.9/14.1; ■: 49.4/77.2/5.3+2.0

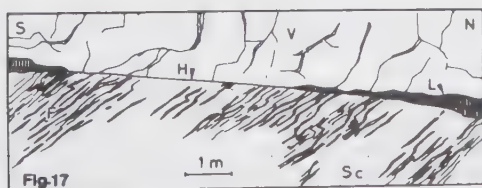


Fig. 17. Ansicht des Flyschs unter der Hauptüberschiebung am Chüebodensee. F: Flysch-schiefer, H: Hauptüberschiebung, L: Lochseitenkalk, Sc: Schutt, V: Verrucano. Koord. 728 950/199 600.

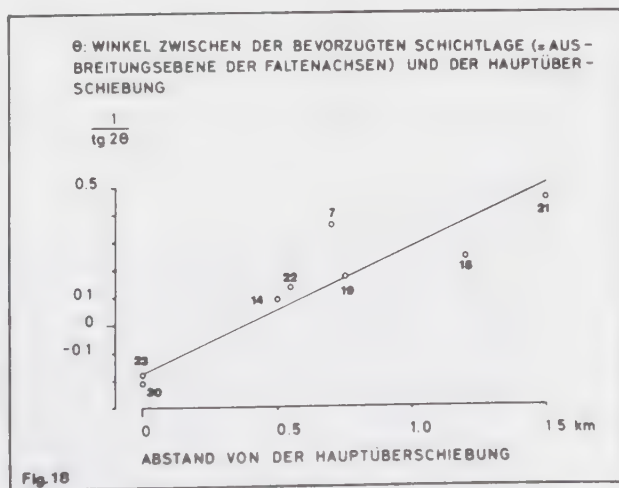


Fig. 18. Korrelation zwischen der Lage des Gefüges von der Hauptüberschiebung. Die Nummern entsprechen den Diagrammnummern von Fig. 16

genau aufeinander senkrecht stehende Maxima der Faltenachsenverteilung feststellen, aber in andern Fällen werden die einzelnen Maxima in Teilmaxima aufgelöst, die nun aber wieder paarweise senkrecht aufeinander stehen (Fig. 16/3,13), so daß man auf Grund dieser Arbeitshypothese vermuten könnte, es seien sukzessive paarweise zueinander senkrecht stehende Faltenrichtungen geschaffen worden²⁾. Der Schwerpunkt der Schichtflächenpole fällt recht genau auf den Pol der Gürtelverteilung der Faltenachsen und entspricht einer Schichtlage mit leichtem SE-Fallen, trotzdem die Formationen im betrachteten Gebiet generell steil nach NW abtauchen. Dies entspricht einer Harmonika-artigen Verfaltung des NHF in diesem Abschnitt, mit schön ausgebildeten Normalschenkeln. Dieser Sachverhalt ist schon in den mehr generalisierenden Profilen von OBERHOLZER (1933) und BISIG (1957) angedeutet.

Das Gefüge hat eine orthorhombische Symmetrie, mit einer Tendenz zu achsialer Symmetrie. In den Diagrammen sind daher drei aufeinander senkrecht stehende Großkreise g_1 , g_2 und g_3 eingezeichnet worden, derart daß g_1 der Gürtel Ebene der Faltenachsen, resp. der häufigsten Schichtebene, entspricht und g_2 oder g_3 durch den Schwerpunkt der Faltenachsenverteilung zieht³⁾. Die Lage des (konstruierten) Großkreises g_1 ändert nun regional in systematischer Weise: der Fallwinkel von g_1 wird mit zunehmender Annäherung an die Hauptüberschiebung größer, bis zu einem Grenzwert von ungefähr 50° (Fig. 18, 19). Am Chüebodensee läßt sich dieser Tatbestand direkt beobachten. Hier stoßen mit etwa 45° ruhig nach S einfallende Siltschichten stumpf an den Lochseitenkalk und stellenweise direkt an die Überschiebungsfläche (Fig. 17). Dagegen ist im Querprofil von S nach N keine systematische Variation der Lage von g_1 festzustellen (Fig. 19).

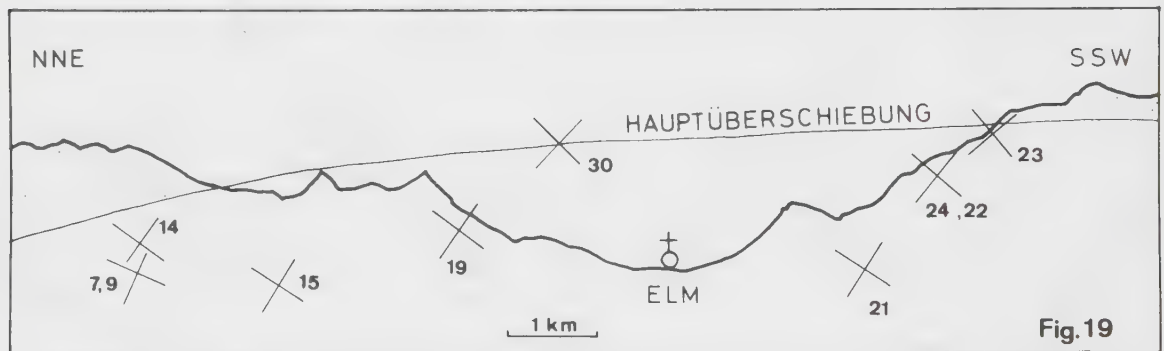


Fig. 19. Aufriß der Lage der Gefügeelemente im Sernftal. Die Nummern entsprechen den Diagrammnummern von Fig. 16.

Es stellt sich nun die Frage, welcher tektonische Vorgang das offenbar doch recht einheitliche Gefüge des NHF im Sernftal erzeugt hat. Die geometrischen Verhältnisse deuten alle darauf hin, das Gefüge allein mit der Hauptüberschiebung in Beziehung zu setzen:

- Der Pol der Hauptüberschiebung liegt in fast allen Fällen recht genau auf dem durch das Gefüge des NHF bestimmten Großkreise g_2 . Dies trifft nur für das Diagramm Chleb (Fi. 16/22), wo nur wenige Messungen vorliegen, und für das Sammeldiagramm der Matter-Formation der östlichen und westlichen Sernftal-seite nicht zu (Fig. 16/7).

- 2) Wenn man diesen Gedankengang weiter verfolgen will, gelangt man zum Schluß, daß sich die Faltensysteme während der Verformung sukzessive im Gegenuhrzeigersinn gedreht haben müssen, d.h. daß der Vormarsch der Hauptüberschiebung der, ursprünglich in NNW-Richtung erfolgt wäre, in einer Schlußphase in NW bis WNW Richtung abgedreht hätte (vgl. S. 37).
- 3) In den beigegebenen Diagrammen sind die Schwerpunkte und die 95 Prozent Vertrauensgrenze der Hauptverteilungen nach R. FISCHER (1952) berechnet, wobei berücksichtigt wurde, daß Faltenachsen und Schichtflächenpole Bivektoren darstellen. Die Berechnung der linearen Regression für die Gürtelverteilung wurde auf analoge Weise vorgenommen, indem die Gürtelverteilung durch Iteration in eine Hauptverteilung mit gleicher Anzahl Punkten transformiert wurde. Dieses Verfahren ergab recht gute Übereinstimmung mit andern beschriebenen Verfahren (vgl. SELBY, 1964) und erlaubt die Abschätzung der 95 Prozent Vertrauensgrenze. (Da die erwähnten anderen Methoden der Berechnung des die Gürtelverteilung am besten repräsentierenden Großkreise jeweils um $1 - 3^\circ$ verschiedene Werte lieferten, wurde der 95 Prozent Vertrauenskreis (nach FISCHER 1952) - willkürlich - um 2° vergrößert). Die von RAMSAY (1967: 18-20) angegebene Methode der Berechnung des "best fitting circle" stimmt nur bei gleichmäßig besetztem Gürtel. Treten einzelne Maxima auf, so fällt der berechnete Großkreis aus dem Gürtel heraus, wie an einem extremen Beispiel leicht einzusehen ist.

- Die Lage des Großkreises g_1 im Gefüge des NHF ist eine Funktion des Abstandes zur Hauptüberschiebung, offenbar unbekümmert darum, ob sich zwischen NHF und Hauptüberschiebung mehr oder weniger mächtige südlichere Flyschdivertikel einschalten (Fig. 16/21).
- Faltenachsen und Clivageflächen ziehen unbeeinflusst quer durch die Überschiebungsfläche des hangenden Flyschdivertikels. Im Blattengratdivertikel findet sich zudem ein analoges Gefüge (Fig. 16/14), so daß die Blattengratüberschiebung als Ursache für das vorliegende Gefüge des NHF auszuschließen ist.

Zum Vergleich sind einige Diagramme von andern Vorkommen von NHF wiedergegeben (Fig. 16/25-27). Die Faltenachsen weisen auch dort fast durchwegs dieselbe Tendenz auf, sich in einem Großkreis anzuordnen, jedoch fehlt jeweils ein Maximum in SE-Quadranten und die Schichtflächenpole wandern entlang eines Großkreises, vergleichbar mit der Situation zwischen Matt und Elm. Ein ähnliches Bild ergibt das Gefüge der Faltenachsen im Lochseitenkalk und im Verrucano unmittelbar über der Hauptüberschiebung (Fig. 16/28-30). Es handelt sich um Kleinfalten in der Größenordnung cm bis dm, welche den ganzen Lochseitenkalk durchziehen, im Verrucano aber selten sind. Im Lochseitenkalk an der Lochsiten (Fig. 16/28) wurden zudem gefaltete Kalzitklüfte (Mächtigkeit bis 1 cm) eingemessen; diese streuen im wesentlichen gleich wie die andern Falten. Im Lochseitenkalk und unmittelbar darüber wandern die Faltenachsen ebenfalls in einer Ebene. In auffälligem Gegensatz zum liegenden Flysch liegt aber diese Ebene fast parallel zur Hauptüberschiebung, so daß die Variation der Lage der Streuungsebene der Faltenachsen an der Überschiebung eine ganz scharfe Diskontinuität aufweist.

Überblickt man auf Grund des skizzierten Modells die Geometrie der tektonischen Strukturen im NHF, so kann man zum Schluß gelangen, daß durch die Hauptüberschiebung im Flysch ein orthorhombisches oder achsiales System von Faltenachsen erzeugt worden sei, das aber nur dann schön zur Ausprägung gelangen konnte, wenn die Symmetrie des Ausgangsgefüges - im wesentlichen bedingt durch die Schichtung - diesem System nicht widersprach: d.h. die Schichtflächen müssen mit der Ebene der Ausbreitung der Faltenachsen zusammenfallen. Trifft dies nicht zu, so werden die Schichtflächen gedreht und es entsteht eine Häufung von Faltenachsen parallel zum regionalen Streichen. Eine plausible mechanische Erklärung für die Entstehung eines solchen Systems von Faltenachsen in einem einmaligen Formungsakt steht aber noch aus.

Literaturverzeichnis

- AGASSIZ, L. (1834): Über das Alter der Glarner Schiefer-Formation, nach ihren Fischresten. - N. Jb. Min., Geogn., Geol., 1834/3:301.
- AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, (1961): Code on stratigraphic nomenclature. - Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 45/5: 645-665.
- BAUMANN, P. (1970): Mikropaläontologische und stratigraphische Untersuchungen der obereozänen-oligozänen Scaglia im zentralen Apennin (Italien). - Eclogae geol. Helv., 63:1133-1211.
- BAUMANN, P. & ROTH, P. (1969): Zonierung des Obereozäns und Oligozäns des Monte Cagnero (Zentralapennin) mit planktonischen Foraminiferen und Nannoplankton. - Eclogae geol. Helv., 62:303-323.
- BAUMBERGER, E. (1920): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. - Eclogae geol. Helv., 16: 137-138.
- (1921): Über das Alter der Vaulruz- und Ralligschichten. - Verh. Schweiz. natf. Ges., 1920, 101: 207-208.
- (1931): Zur Tektonik und Altersbestimmung der Molasse am schweizerischen Alpennordrand. - Eclogae geol. Helv., 24: 205-222.
- BAUMBERGER, E. & KRÄUSEL, R. (1934): Die Horwerschichten südlich Luzern. - Abh. Schweiz. paläont. Ges., 55.
- BERGGREN, W. A. (1963): Review and Discussion. - Micropaleontology, 9/4: 467-473.
- BERSIER, A. (1939): Discoasteridées et Coccolithophoridées des marnes oligocènes vaudois. - Bull. Lab. Géol. Lausanne, 65: 1-20.
- BISIG, W. K. (1957): Blattengratflysch und Sardonafliesch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipaß-Elm-Ramintal-Große Scheibe. - Diss. ETH Zürich.
- BIJOU-DUVAL, B. & GUBLER, Y. (1961): Les formations volcano-détritiques du Tertiaire de Thônes (Savoie), du Champsaur (Htes Alpes) et de Clumanc (Basses Alpes). - Trav. Lab. Géol. Grenoble, 37: 142-156.
- BLAU, R. V. (1966): Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern). Mit einem paläontologischen Teil: Terrestrische Gastropoden aus der oligozänen und miozänen Molasse der Gurnigel-region und des Gebietes zwischen Thunersee und Napf. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 125.
- BODEN, K. (1925): Die Geröllführung der miozänen und oligozänen Molasseablagerungen im südbayrischen Alpenvorland zwischen Lech und Inn und ihre Bedeutung für die Gebirgsbildung. - Mitt. geograph. Ges. München, XVIII/3: 428-504.
- BOLLI, H. (1951): Zur Altersbestimmung von Tertiärschiefern aus dem Helvetikum der Schweizer Alpen mittels Kleinforaminiferen. - Eclogae geol. Helv., 43: 105-114.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of Some Flysch Deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation. - Elsevier, Amsterdam.
- BRÜCKNER, W. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdecke im oberen Schächental (Kt. Uri), eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. - Verh. natf. Ges. Basel, 48: 77-182.
- (1943): Tektonik des oberen Schächentals (Kt. Uri). - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 80.
- (1946a): Neue Konglomeratfunde in den Schiefermergeln des jüngeren helvetischen Eocaens der Zentral- und Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv., 38 (1945): 315-328.
- (1946b): Bemerkungen über die nordhelvetischen Flyschbildungen in der Westschweiz. - Verh. natf. Ges. Basel, 57: 62-74.
- (1952): Globigerinenmergel und Flysch, ein Beitrag zur Geologie der jüngsten helvetisch-ultrahelvetischen Ablagerungen der Schweizer Alpen. - Verh. natf. Ges. Basel, 63: 17-40.
- BRÜCKNER, W., FREY, F. & TRÜMPY, R. (1965): Exkursion Nr. 35: Glarnerland-Klausenpaß (Näfels-Linthal-Aldorf). - Geol. Führer Schweiz, 2. Aufl., Wepf. Basel.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. - Diss. Univ. Zürich.
- BUXTORF, A., KOPP, J. & BENDEL, L. (1941): Stratigraphie und Tektonik der aufgeschobenen subalpinen Molasse zwischen Horw und Eigenthal bei Luzern. - Eclogae geol. Helv., 34: 135-154.
- BUXTORF, A. & KOPP, J. (1943): Über das Unterstampien der Rigi und über Querbrüche in der Molasse zwischen Vierwaldstätter- und Zugersee. - Eclogae geol. Helv., 36: 291-301.
- CHAROLLAIS, J. J. (1963): Recherches stratigraphiques dans l'Est du Massif des Bornes (Haute-Savoie). - Arch. Sc. Genève, 15, fasc. 4 et dernier (1962): 631-732.
- CHAROLLAIS, J. & WELLHÄUSER, F. (1962): Contribution à l'étude des Marnes à Foraminifères des Chaînes Subalpines (Hte Savoie, France). - Ver. Schweiz. Petrol. Geol. u. Ing., 29: 21-38.
- CHAROLLAIS, J. & ROSSET, J. (1965): Observations sur les séries marno-micacées du synclinal du Reposoir (Hte Savoie). - Bull. Soc. géol. France, 7: 64-79.

- CORMINBOEUF, P. (1959): Sur les couches de Cucloz-Villardvolard en suisse occidentale. - *Eclogae geol. Helv.*, 52: 271-294.
- CROWELL, J.C. (1955): Directional-current Structures from the Prealpine Flysch, Switzerland. - *Bull. Geol.Soc.Amer.*, 66: 1351-1384.
- DEBELMAS, J. (1964): Essai sur le déroulement du paroxysme alpin dans les alpes franco-italiennes. - *Geol.Rdschau*, 53: 133-153.
- DZULYNSKI, S., KSIAZKIEWICZ, M. & KUENEN, PH. H. (1959): Turbidites in Flysch of the Polish Carpathian mountains. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 70: 1089-1118.
- ECKERT, H.R. (1963): Die obereozänen Globigerinen-Schiefer (Stad- und Schimbergschiefer) zwischen Pilatus und Schrattenfluh. - *Eclogae geol. Helv.*, 56: 1001-1072.
- EMMENEGGER, C. (1962): Géologie de la région Sud de Fribourg. Molasse du plateau et Molasse sub-alpine. - *Diss. Univ. Fribourg*.
- FISCHER, W. (1960): Stratigraphische und tektonische Beobachtungen im Gebiet der Murnauer Mulde und Sterneberg Mulde (Oberbayern, Allgäu und Vorarlberg). - *Bull.Ver.Schweiz.Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 27/72: 39-57.
- FISHER, R. (1952): Dispersion on a sphere. - *Proc. Roy. Soc. A*, 217: 295-305.
- FREY, F. (1965): Geologie der östlichen Claridenkette. - *Vjschr.natf.Ges.Zürich*, 110/1: 1-287.
- FRÖHLICHER, H. (1933): Geologische Beschreibung der Gegend von Eschholzmatt im Entlebuch (Kt.Luzern). - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 67.
- (1943): Vorweisung einiger Fischformen aus der subalpinen Molasse des Entlebachs (Kt.Luzern). - *Eclogae geol. Helv.*, 36: 203-204.
- (1951): Brachyuren aus den stampischen Fischschiefern des Entlebachs (Kt.Luzern). *Eclogae geol. Helv.*, 44: 358-359.
- FRÖHLICHER, H. & WEILER, W. (1952): Die Fischfauna der unterstampischen Molasse des Entlebachs (Kt. Luzern) und ihre paläogeographische Bedeutung. - *Eclogae geol. Helv.*, 45: 1-35.
- FÜCHTBAUER, H. (1958): Die Schüttungen im Chatt und Aquitan der deutschen Alpenvorlandsmolasse. - *Eclogae geol. Helv.*, 51: 928-941.
- (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. - *Erdöl und Kohle*, 12: 605-613.
- (1964): Sedimentpetrographische Untersuchungen in der älteren Molasse nördlich der Alpen. - *Eclogae geol. Helv.*, 57: 157-298.
- FURRER, H. (1949): Vulkanischer Spaltendurchbruch in der Doldenhorndecke bei Leukerbad (Wallis). - *Verh. Schweiz. natf. Ges.*, 129: 132-134.
- FURRER, H. & HÜGI, TH. (1952): Telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trubeln westlich Leukerbad (Kt.Wallis). - *Eclogae geol. Helv.*, 45: 41-51.
- FURRER, M. (1949): Der subalpine Flysch nördlich der Schrattenfluh. Entlebuch (Kt. Luzern). - *Eclogae geol. Helv.*, 42: 111-154.
- GAGNEBIN, E. (1924): Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales. - *Bull.Lab.Géol.Univ.Lausanne*, 36.
- GANSS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1953): Die gefaltete Molasse am Alpenrand zwischen Bodensee und Salzach. - *Z.dtsch.geol.Ges.*, 105: 402-495.
- GASSER, U. (1966): Sedimentologische Untersuchungen in der äußeren Zone der subalpinen Molasse des Entlebachs (Kt. Luzern). - *Eclogae geol. Helv.*, 59: 723-772.
- (1968): Die innere Zone der subalpinen Molasse des Entlebachs (Kt. Luzern): Geologie und Sedimentologie. - *Eclogae geol. Helv.*, 61: 229-319.
- GERBER, E. (1925): Geologie des Gurnigels. - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 50.
- GRAMANN, F. et al. (1969): Neuere Daten zur Biostratigraphie der Eozän-Oligozän-Schichten Nordwest-Deutschlands. - *Führer zur Oligozän-Exkursion 1969*, Marburg, 3-26.
- HABICHT, K. (1945 a): Neuere Beobachtungen in der subalpinen Molasse zwischen Zugersee und dem St.Gallischen Rheintal. - *Eclogae geol. Helv.*, 38: 121-149.
- (1945b): Geologische Untersuchungen im südlichen sanktgallischen-appenzellischen Molassegebiet. - *Beitr.geol.Karte Schweiz*, N.F. 83.
- HAGN, H. (1960): Die stratigraphischen, paläogeographischen und tektonischen Beziehungen zwischen Molasse und Helvetikum im östlichen Oberbayern. - *Geol.Bavarica*, 44: 1-208, Taf. 1-12.
- HAGN, H. & HÖLZL, O. (1952): Geologisch-paläontologische Untersuchungen in der subalpinen Molasse des östlichen Oberbayerns zwischen Prien und Sur etc. - *Geol. Bavarica*, 10: 1-208, Taf. 1-8.
- HAGN, H. & ZEIL, W. (1955): Der Geröllbestand der jungkaftischen Konglomerate im Staffelsee bei Murnau (Oberbayern) und seine Bedeutung für die Paläogeographie der subalpinen Molasse. - *Geol. Jb.*, 69: 537-598.
- HAUS, H. (1937): Geologie der Gegend von Schangnau im oberen Emmental (Kt.Bern). - *Beitr.geol. Karte Schweiz*, N.F. 75.

- HEER, O. (1865): Die Urwelt der Schweiz. - Schulthess, Zürich.
- HEIM, Arn. (1908): Flyschbildungen der Schweizeralpen - Versuch einer Revision der alpinen Eocaen-Stratigraphie. - Abh. schweiz. pal. Ges., 35.
- (1911): Zur Tektonik des Flysches in den östlichen Schweizeralpen. - Beitr. geol. Karte Schweiz, N.F. 31/3: 37-48.
- HEIM, Arn., BAUMBERGER, E. & STEHLIN, H.G. (1928): Die subalpine Molasse des westlichen Vorarlberg. - Vjschr. natf. Ges. Zürich, 73: 1-64.
- HELBLING, E. (1952): Morphologie des Sernftals. - Geogr. Helv., 7: 89-140.
- HELBLING, R. et al. (1948): Studien im Anschluß an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödikette. - Orell Füssli, Zürich.
- HOLLIGER, A. (1955): Geologische Untersuchungen der subalpinen Molasse und des Alpenrandes in der Gegend von Flühli (Entlebuch, Kt. Luzern). - Eclogae geol. Helv., 48: 79-97.
- HOTTINGER, L. (1964): Les genres Operculina et Heterostegina (foraminifères) et leur utilité stratigraphique. - Mem. Bureau rech. géol. min. 28/2: 1013-1031.
- HUBERT, J.F. (1967): Sedimentology of Prealpine Flysch Sequences, Switzerland. - J. Sed. Petr., 37/3: 885-907.
- HSÜ, K.J. (1959): Flute- and Groove- casts in the Prealpine Flysch, Switzerland. - Am. J. Sci., 257: 529-536.
- (1960): Paleocurrent Structures and Paleogeography of the Ultra-helvetice Flysch Basins, Switzerland. - Bull. Geol. Soc. Amer. 71/5: 577-610.
- (1969): A preliminary Analysis of the Statics and Kinetics of the Glarus Overthrust. - Eclogae geol. Helv., 62: 143-154.
- JAEGGER, F.M. (1920): Lectures on the principle of symmetry and its application in all natural Sciences. - 2. Aufl. Elsevier, Amsterdam.
- KUENEN, PH. H. (1953): Significant features of graded bedding. - Bull. Ass. Petr. Geol. Amer., 37/5: 1044-1066.
- (1957): Sole markings of graded graywacke beds. - The journal of geology, 65/3: 231-258.
- (1958): Turbidity currents a major factor in flysch deposition. - Eclogae geol. Helv., 51: 1009-1021.
- KUENEN, PH.H. & TEN HAAFF, E. (1958): Sole markings of graded graywacke beds: a reply. - The journal of geology, 66/3: 335-337.
- KRAUS, E. (1951): Zur Baugeschichte des Alpenvorlandes. - Z. dtsh. geol. Ges., 102: 216-226.
- LANTERNO, E. & ROVEDA, V. (1957): Sur les coupes de N. incrassatus (B) - N. ramondiformis (A) et N. vascus (B) - N. boucheri (A). - Arch. soc. phys. hist. nat., 6: 137-170.
- LEUPOLD, W. (1937): Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein. - Eclogae geol. Helv., 30: 1-23.
- (1943): Neuere Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuß und Rhein. - Eclogae geol. Helv. 35 (1942): 247-291.
- LEUPOLD, W., TANNER, H. & SPECK, J. (1942): Neue Geröllstudien in der Molasse. - Eclogae geol. Helv., 35: 235-246.
- LOMBARD, A. (1940): Géologie des Voirons. - Mém. Soc. helv. sci. nat., 74/1: 1-112.
- LSI = Lexique stratigraphique international: Vol. 1 Europe, Fasc. 7 Suisse, Fasc. 7c Alpes-Tessin Sud. - Centre National de la recherche scientifique, Paris.
- LUGEON, M. (1923): Sur l'âge du grès de Taveyannaz. - Eclogae geol. Helv., 18: 220.
- MARTINI, E. & RITZOWSKI, S. (1968): Was ist "Unter-Oligozän"? - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Klasse 13: 232-248.
- MARTINI, J. (1963): Etude de la répartition des Nummulites priaboniennes et oligocènes dans les massifs des Bornes et des Bauges (Savoie). - Arch. Soc. phys. hist. nat., 15: 509-532.
- (1968): Etude pétrographique des Grès de Taveyanne entre Arve et Giffre (Haut-Savoie, France). - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 48/2.
- MARTINI, J. & VUAGNAT, M. (1964): Essai de distinction minéralogique entre les termes fins du Flysch helvétique. - Arch. Soc. hist. nat., 18: 114-120.
- (1965): Présence du faciès à zéolites dans la formation des "grès" de Taveyanne (Alpes franco-suisse). - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 41: 281-293.
- MERCANTON, C.-H. (1963): La bordure ultra-helvétique du massif des Diablerets. - Mat. Carte géol. Suisse, N.S. 116.
- VON MEYER, H. (1839): Ein Vogel im Kreideschiefer des Kantons Glarus. - N. Jb. Min., Geogn., Geol., 1839: 683.
- (1855): Schildkröte und Vogel aus dem Fischechiefer von Glarus. - Palaeontographica 4: 84.
- MORET, L. (1924): Sur la découverte d'Orthophragmines dans les "Grès de Taveyannaz" du Massif de Plâté (Haute-Savoie) et sur ses conséquences. - C.R. Acad. Sci. Fr., 178/4: 404.

- MORNOD, L. (1945): Molasse subalpine et bord alpine de la région de Bulle (Basse-Gruyère). - *Eclogae geol. Helv.*, 38: 441-452.
- (1949): Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin. - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 91.
- MUHEIM, P.F. (1934): Die subalpine Molassezone im östlichen Vorarlberg. *Eclogae geol. Helv.*, 27: 181-296.
- MUNSELL COLOR CHARTS. - Munsell Color Co., Inc., Baltimore, USA.
- OBERHOLZER, J. (1918): Wildflysch und helvetischer Flysch in den östlichen Glarneralpen. - *Eclogae geol. Helv.*, 14: 668-669.
- (1933): Geologie der Glarneralpen. - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 28.
- PATERSON, M.S. & WEISS, L.E. (1961): Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks. - *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 72: 841-882.
- PAVONI, M. (1959): Rollmarken von Fischwirbeln aus den oligozänen Fischeschiefern von Engi-Matt (Kt. Glarus). - *Eclogae geol. Helv.*, 52: 941-949.
- PEYER, B. (1957): *Protornis glaronensis* H. v. Meyer. Neubeschreibung des Typusexemplares und eines weiteren Fundes. - *Schweiz. Pal. Abh.*, 73.
- PITTMAN, E.D. (1963): Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. - *J. Sed. Petr.*, 33/2: 380-386.
- DE QUERVAIN, F. (1928): Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. - *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 8/1: 1-88.
- RADOMSKI, A. (1960): Remarks on Sedimentation of Shales in Flysch Deposits. - *Série des sci. géol. et géogr.*, 7/2: 123-129.
- (1961): On some sedimentological problems of the Swiss Flysch Series. - *Eclogae geol. Helv.*, 54: 451-459.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. - McGraw-Hill, N.Y.
- REBER, R. (1964): Der subalpine Flysch zwischen Emme und Thunersee. - *Eclogae geol. Helv.*, 57: 91-148.
- RENEVIER, E. (1890): Monographie géologique des Hautes-Alpes vaudoises et parties avoisinantes du Valais. - *Mat. Carte géol. Suisse*, 16.
- RENZ, H.H. (1937): Die subalpine Molasse zwischen Aare und Rhein. - *Eclogae geol. Helv.*, 30: 87-214.
- RICHTER, M. (1925): Über die untere Meeresmolasse zwischen Lech und Rhein. - *Cbl. Miner., Geol. u. Paläont.*, B: 309-314.
- (1940): Die Gliederung der subalpinen Molasse. - *Neues Jb. Miner. Beilageband, Abt. B* 83/1: 1-45.
- (1948): Der westalpine Molassetrog. - *Erdöl und Kohle*, 1: 341-351.
- RIGASSI, D. (1957): Le Tertiaire de la région genevoise et savoissienne. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 24/66: 19-34.
- ROTH, P. (1970): Oligocene Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy. - *Eclogae geol. Helv.*, 63: 799-881.
- RÜEFLI, W.H. (1959): Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weißtannental (St. Galler Oberland). - *Diss. Univ. Zürich*.
- RUTSCH, R. F. (1961/1962): Zur Paläogeographie der subalpinen Unteren Meeresmolasse (Rupélien) der Schweiz. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 28/74 (1961): 27-32 und 75 (1962): 13-24.
- SANDER, B. (1948): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Erster Teil: Allgemeine Gefügekunde und Arbeiten im Bereich Handstück bis Profil. - Springer, Wien u. Innsbruck.
- (1950): Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. Zweiter Teil: Die Korngefüge. - Springer, Wien u. Innsbruck.
- SCHERER, F. (1961): Hystrichosphärider und Dinoflagellaten aus der oligozänen, subalpinen Molasse des Entlebuch und des Thunerseegebietes. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 27/73: 15-16.
- (1964): Ostrakoden aus der subalpinen Oligozän-Molasse der Schweiz. - *Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. u.-Ing.*, 31/80: 10-24.
- (1966): Geologisch-paläontologische Untersuchungen im Flysch und in der Molasse zwischen Thunersee und Eriz (Kt. Bern). - *Beitr. geol. Karte Schweiz*, N.F. 127.
- SCHIEMENZ, S. (1960): Fazies und Paläogeographie der Subalpinen Molasse zwischen Bodensee und Isar. - *Beih. Geol. Jb.* 38, Hannover 1960: 1-119.
- SCHMIDT, W. (1952): Tektonik und Verformungslehre. - Bornträger, Berlin.
- SCHROEDER, J.W. & DUCLOZ, C. (1955): Géologie de la Molasse du Val d'Illeiez (Bas-Valais). - *Mat. Carte géol. Suisse*, N.S. 100.
- SCHROEDER, J.W. & PICTET, E. (1946): De quelques Foraminifères trouvés dans les Grès de Taveyannaz et de l'âge de ces derniers. - *C.R. Soc. phys. hist. nat. Genève*, 63/1: 33.
- SCHUMACHER, J. (1949): Die Flysch- und Parautochthonzone des oberen Engelbergertales (Zentralschweiz). Anhang: Zur Herkunft der Gerölle im Gruontalkonglomerat (Zentralschweiz). - *Mitt. natf. Ges. Bern*, N.F. 7: 1-56.

- SEILACHER, A. (1960): Strömungsanzeichen im Hunsrückschiefer. - Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 88: 88-196.
- SEILACHER, A. & HEMLEBEN, CH. (1966): Spurenfauna und Bildungstiefe der Hunsrückschiefer (Unterdevon). - Notizbl.hess.L.-Amt Bodenforsch., 94: 40-53.
- SELBY, B. (1964): Girdle distributions on a sphere. - Biometrika, 51/3 u. 4: 381-392.
- SORAU, J.E. (1965): Flow rolls of upper devonian rocks of South-central New York state. - J.Sed.Petr., 35 3: 553-563.
- SPECK, J. (1953): Geröllstudien in der subalpinen Molasse am Zugersee und Versuch einer paläogeographischen Auswertung. - Diss.Univ.Zürich.
- STANLEY, D.J. (1961a): Etudes sédimentologiques des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. - Thèse Univ.Grenoble.
- (1961b): Etude sédimentologique des grès d'Annot et de leurs équivalents latéraux. - Rev.Inst. française Pétrole, 16: 1231-1254.
- STAUB, R. (1954): Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie. - Glarus (Tschudi).
- (1961): Neuere Betrachtung zum glarnerischen Deckenbau. - Vjschr.natf.Ges.Zürich, 106/3: 289-386.
- STEHLIN, H.G. (1922): Säugetierpaläontologische Bemerkungen zur Gliederung der oligozänen Molasse. - Eclogae geol. Helv., 16: 575-581.
- (1938): Über das Alter des Vaulruzsandsteins. - Eclogae geol. Helv., 31: 293-296.
- STÜSSI, F. (1949): Die Entzerrung des Protornis glaronensis. - Vjsch.natf.Ges.Zürich, 94: 201-211.
- STYGER, G.A. (1961): Bau und Stratigraphie der nordhelvetischen Tertiärbildungen in der Hausstock- und westlichen Kärpfgruppe. - Diss. Univ. Zürich.
- TERCIER, J. (1928): Géologie de la Berra. - Mat. Carte géol.Suisse, N.S. 60.
- TROEGER, W.E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 1. - Stuttgart.
- TROEGER, W.E. et al. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, Teil 2. - Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1944): Geologisch-photogrammetrische Untersuchungen in der südlichen Hausstockgruppe. - Diplomarb.ETH, Manuskript dep. Geol.Inst. ETH Zürich.
- (1945): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. - Eclogae geol. Helv., 37 (1944): 405-409.
- (1960): Paleotectonic evolution of the central and western Alps. - Bull.Geol.Soc.Amer., 71: 843-908.
- (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. - Eclogae geol. Helv., 62: 105-142.
- TRÜMPY, R. & BERSIER, A. (1954): Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont-Pélerin. - Eclogae geol. Helv., 47: 119-166.
- VERNET, J.P. (1964): Pétrographie sédimentaire des formations molassiques de la région de Bulle à Vevey. - Bull.Ver.Schweiz.Petrol.-Geol. u.-Ing., 31/80: 25-32.
- VUAGNAT, M. (1943): Le grès de Taveyannaz du Val d'Illiez et leurs rapports avec les roches éruptives des Gêts. - Schweiz.Min.Petr.Mitt., 23/2: 353-436.
- (1944a): Essai de subdivision à l'intérieur du groupe des grès de Taveyannaz - Grès d'Altorf. - Eclogae geol. Helv., 37: 427-430.
- (1944b): Sur certains niveaux de porphyrites arborescentes de la Molasse du Plateau suisse. - Eclogae geol. Helv., 37: 431-433.
- VUAGNAT, M. (1952): Pétrographie, répartition et origine des microbrèches du Flysch nordhelvétique. - Mat.Carte géol.Suisse, N.S. 97.
- WAGNER, G. (1960): Einführung in die Erd- und Landschaftsgeschichte, mit besonderer Berücksichtigung Süddeutschlands. - 3. Aufl. Oehringen.
- WATTSON, G.S. & WILLIAMS, E.J. (1956): On the construction of significance tests on the circle and the sphere. - Biometrika, 43: 344-352.
- WEGMANN, R. (1961): Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kt.Glarus). - Diss.Univ.Zürich.
- WEILER, W. (1932): Die Fischfauna der unteren und oberen Meeresmolasse Oberbayerns. - N.Jb.Min. Geol.u.Paläon., 68 B: 305-352.
- WEISS, L.E. (1959): Geometry of superposed folding. - Bull.Geol.Soc.Amer., 70: 91-106.
- WETTSTEIN, A. (1887): Über die Fischfauna des Tertiären Glarner Schiefers. - Abh.Schweiz.Pal.Ges. 13/2.
- WYSSLING, L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. - Diss. ETH Zürich.
- ZEIL, W. (1953): Beiträge zur Kenntnis der Deutenhausener Schichten. - Geol. Bavarica, 17: 101-112.
- (1954): Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern. - Geol.Bavarica, 20: 1-85.
- ZÖBELEIN, H.K. (1952): Beiträge zur Kenntnis der Faltenmolasse im westlichen Oberbayern. - Erdöl und Kohle, 5: 617-623.
- (1957): Kritische Bemerkungen zur Stratigraphie der Subalpinen Molasse Oberbayerns. - Abh.Hess. L.-Amt Bodenforsch., 23: 1-91.
- (1962): Über die Bausteinschichten in der Subalpinen Molasse des westlichen Oberbayerns. - Z.dtsch. geol.Ges., 113: 261-265.

Geologische Karten

- ARBENZ, P. (1918): Geologische Karte der Urirotstockgruppe 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 84.
- HELBLING, R. (1938): Tektonische Karte: St. Galler Oberland und Glarneralpen 1:100 000. - In R. HELBLING (1938): Taf. 21.
- et.al. (1948): Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda 1:25 000 (mit Aufrissen und tektonischer Karte 1:100 000). - In R. HELBLING (1948) .
- OBERHOLZER, J. (1920): Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 63.
- (1942): Geologische Karte des Kantons Glarus 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 117.
- & HEIM, ALB. (1910): Geologische Karte der Glarner-Alpen 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 50.
- ROTHPLETZ, A. (1898): Tektonische Karte der Glarner Alpen 1:100 000. - In: A. ROTHPLETZ (1898): Taf. XI.
- STAUB, R. (1954): Tektonische Karte der Glarneralpen und ihrer Nachbarschaften 1:200 000. - In: R. STAUB (1954).
- STAUB, W. (1911): Geologische Karte der Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 62.
- WEBER, F. (1922): Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet (Ostende des Aarmassivs und Wurzelregion der helvetischen Decken) 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 100 B.
- (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv 1:100 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 101 A.
- (1922): Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv als Deckenwurzeln und durch die wurzelnächsten Teile der helvetischen Decken 1:100 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 101 B.
- (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes: Ostende des Aarmassivs und der Wurzelregion der helvetischen Decken 1:50 000. - Schweiz.Geol.Komm., Spez.Karte 100 A.
- WYSSLING, L. (1950): Tektonische Karte des Gebietes zwischen Hausstock, Piz Segnes und Vorderrhein 1:50 000. - In: L. WYSSLING (1950).

Topographische Karten

- Landeskarte der Schweiz 1:50 000: Blatt 246: Klausenpaß, Blatt 247: Sardona.
- Landeskarte der Schweiz 1:25 000: Blatt 1173: Linthal, Blatt 1174: Elm, Blatt 1193: Tödi, Blatt 1194: Flims.
- Übersichtsplan des Kantons Glarus 1:10 000: Blatt 11: Engi, Blatt 13: Kärf, Blatt 14: Elm, Blatt 16: Hausstock, Blatt 17: Vorab, Blatt 19: Kistenpaß.

Photographien

Photo 1. Muttentalp mit Nüschentock und Ruchiwestwand.

Der Nüschentock (N) ist aufgebaut aus dem Ruchisandstein der Hausstockscholle, der hier gegen das Kar Nüschent (n) hinunterfaltet. In der östlichen Fortsetzung des Nüschentocks, am Hintersulzhorn (H), liegen hier in leicht überkippter Stellung die beiden mächtigen Bänke aus dem Dach des Ruchisandsteins; diese ziehen südwärts in ungefähr horizontaler Lagerung (und meist unter dem Gipfelschneefeld verborgen) unter dem Ruchigipfel (R) vorbei und streichen über dem Gipfel des Muttentocks (M) in die Luft hinaus. In der Ruchiwestwand sind zwei ungefähr horizontale durch ein Dachschieferband getrennte Sandsteinbänder zu sehen; zwei weitere Dachschieferbänder, je im Liegenden (unter den Schuttkegeln) und im Hangenden (unter dem Schneefeld des Ruchi), sind größtenteils verborgen. Das mittlere Dachschieferband biegt scheinbar zwischen Ruchi und Muttentock senkrecht in die Luft hinaus, tatsächlich muß es aber wie die begleitenden Sandsteinbänder mit beträchtlichen internen Störungen nach Süden in den Muttentock ziehen, und sich über die nördlichsten Ausläufer der Panixerpaßplatte (Muttentbergensandstein) legen. Diese ist noch gerade über dem Kistenpaß (K) im Wändchen unmittelbar unter dem Horizont, festzustellen.

Links unter dem Nüschentock ist noch das abgeschnittene Südende der Leiterbergschuppe zu sehen, die nordwärts am Westabhang des Vorstegstocks (beim schwarzen Pfeil) verschwindet.

Aufnahme der Eidg. Landestopographie; Station Plattalva, 4728; Nr. 347, 348, 349.

Photo 2. Cavorgia da Vuorz.

Der massige Muttentbergensandstein (Panixerpaßplatte) unter Crap Ner (N) dünnt südwärts rasch aus und ist unter dem Piz Gavirolas (zwischen der Muttentlücke (m) und Crap Ner), praktisch ausgekeilt. Dieselbe Situation ist ebenfalls (etwas undeutlicher) zu sehen an der gegenüberliegenden Karflanke unter den Muttentbergen, links von der Muttentlücke. Am Muttentock (rechts über der Muttentlücke, bei der schwarzen Markierung) und am Piz Gavirolas zieht das rückwärtige Ende der Hausstockscholle (Ruchisandstein) mit beträchtlichen internen Störungen südwärts in die Luft hinaus.

Aufnahme der Eidg. Landestopographie; Station Piz da Dartgas, 4589; Nr. 157, 153, 154.

Photo 3. Lackfilm der Bank von Rüschenweid.

Die Handstücke sind orientiert; eingemessen sind die Ebenen der Lackfilmabzüge (Azimut des Fallens N über E/Fallwinkel) und der Schichtebenen (in Klammern).

Photo 4. Großforaminiferen aus der Bank von Rüschenweid. Die erste Ziffer bezieht sich auf die Formengruppe auf S. 43, die zweite ist die Belegnummer.

- | | | |
|-----|---------------------|------------------|
| (a) | $\frac{1}{1}$ / 40, | Balken = 0.20 mm |
| (b) | $\frac{1}{1}$ / 80, | " = 0.20 " |
| (c) | $\frac{2}{2}$ / 90, | " = 0.33 " |
| (d) | $\frac{2}{2}$ / 3, | " = 0.40 " |
| (e) | $\frac{3}{3}$ / 50, | " = 0.20 " |
| (f) | $\frac{4}{4}$ / 34, | " = 0.40 " |
| (g) | $\frac{5}{5}$ / 10, | " = 0.50 " |
| (h) | $\frac{6}{6}$ / 75, | " = 0.20 " |
| (i) | $\frac{7}{7}$ / 66, | " = 0.50 " |
| (k) | $\frac{8}{8}$ / 79, | " = 0.40 " |
| (l) | $\frac{9}{9}$ / 20, | " = 0.33 " |

Photo 5. Nummuliten aus dem Sandstein von Rinderboden. Ziffer = Belegnummer

- | | | |
|-----|--|------------------|
| (a) | 15, | Balken = 1.00 mm |
| (b) | 9, | " = 0.33 " |
| (c) | 2, | " = 0.40 " |
| (d) | 7, | " = 0.33 " |
| (e) | Dünnschliffbild: lange Bildkante = 2.5 cm. | |

Photo 6. Dünnschliffaufnahmen von Dachschieferplatten aus dem Schieferbruch am Plattenberg (Engi-Dachschiefer)¹⁾.

Anordnung der hellen Laminae in Sequenzen (s.S. 51/52). Strichlänge = 1 cm.

Photo 7. Dünnschliffaufnahmen von Dachschiefen aus dem Profil "südliche Stoßwand".

Die Schiefer stammen aus einem Schichtabschnitt mit Sedimentgleitungen (s. S. 46, 61). Strichlänge = 1 cm.

1) Die Aufnahmen sind immer aufrecht montiert, mit der Schichtunterfläche am untern Bildrand.

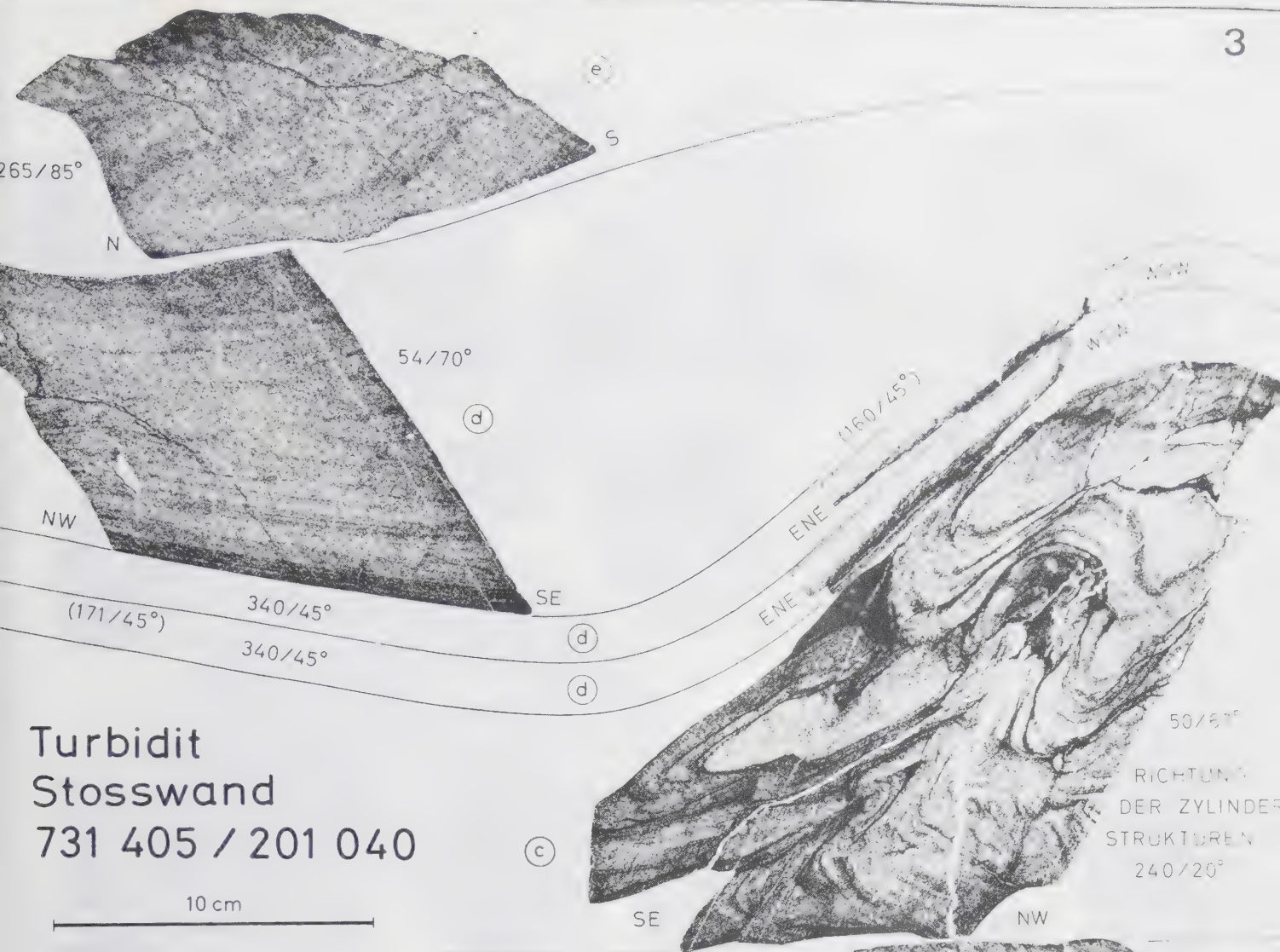
- Photo 8. Anschliff und Ansicht von Dachschiefern aus dem Profil "südliche Stoßwand". (a) Die Siltbändchen bestehen aus lateral rasch auszuweilenden und sich dachziegelförmig überlappenden einzelnen Siltlaminae (s. S. 29). (b) Schrägschichtung an der Basis einer Grobsandbank. 1 Teilstrich = 1 cm.
- Photo 9. Dachschiefer von Chleb (Bischofbach, basaler Teil des Ruchisandsteins, Vorstegstockscholle). Dunkle Bänder durchziehen schichtparallel in völlig gleichmäßiger Ausbildung die Dachschiefer (s. S. 29). (a) 1 Teilstrich = 1 cm. (b) Hammerlänge = 45 cm.
- Photo 10. Schichtunterseiten von Silt- und Sandsteinbänken aus dem Steinbruch Matt.
(c): Links Schichtunterseite, rechts Schichtoberseite einer 4 cm dicken Feinsandbank.
1 Teilstrich = 1 cm.

1



2



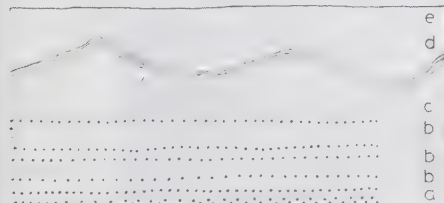


Turbidit Stosswand 731 405 / 201 040

10 cm

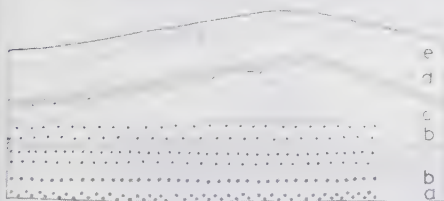
TURBIDITFUNDSTELLEN:

STOSSWAND (731 405 / 201 040)

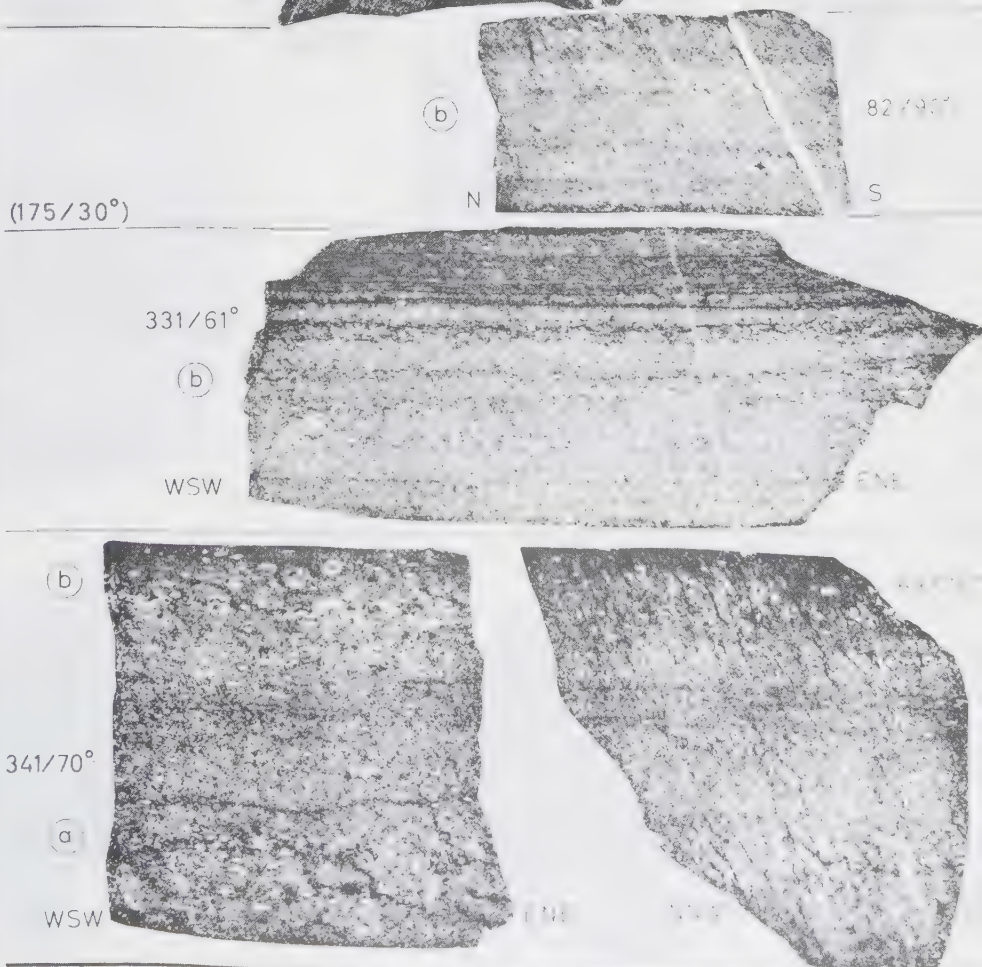
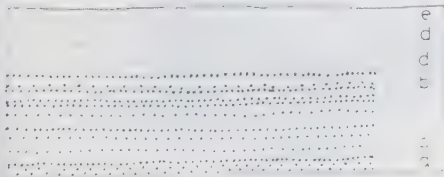


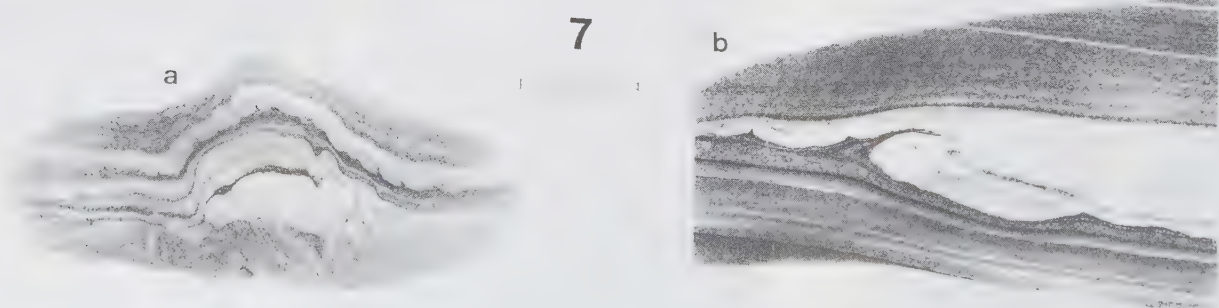
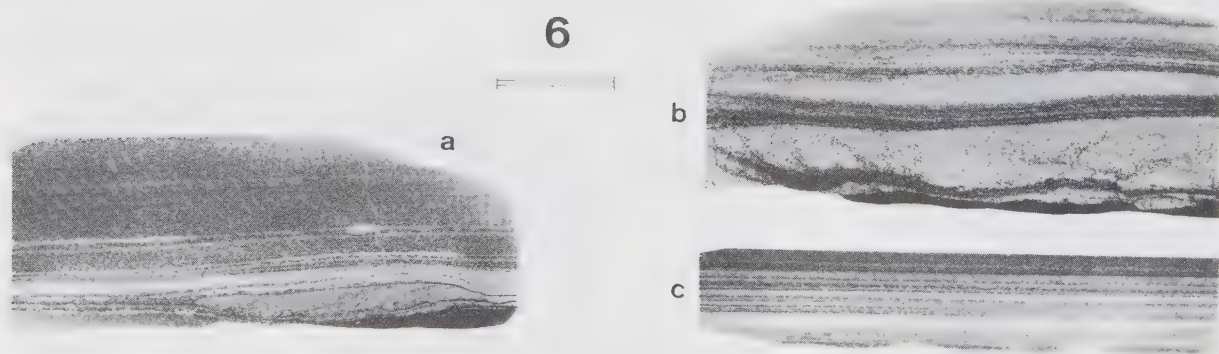
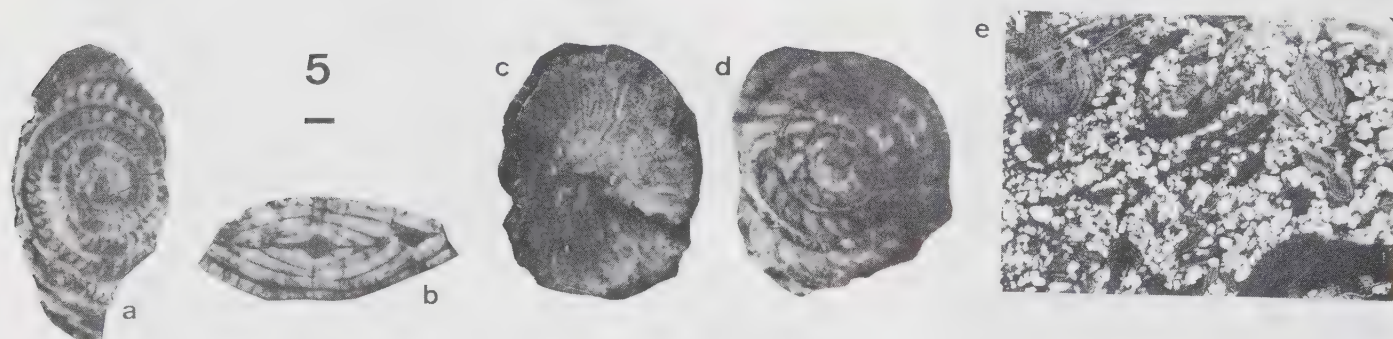
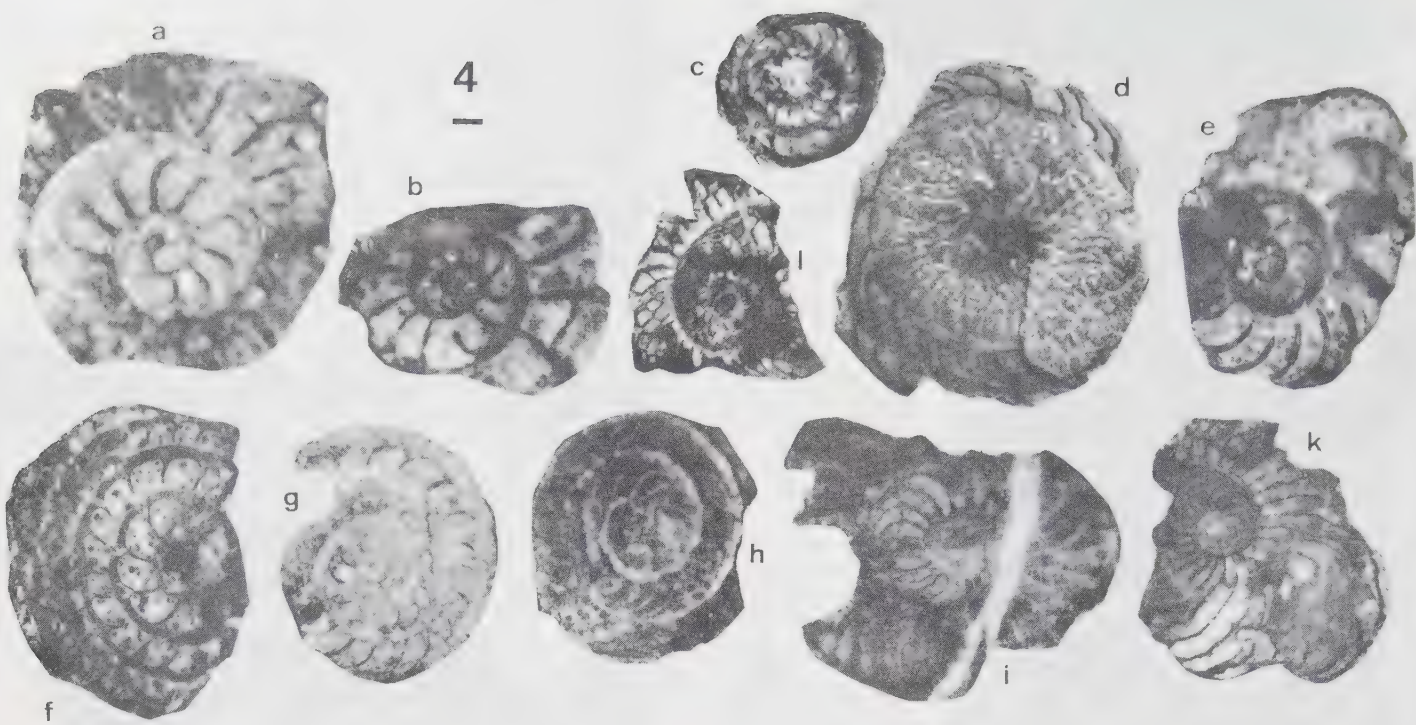
20 cm

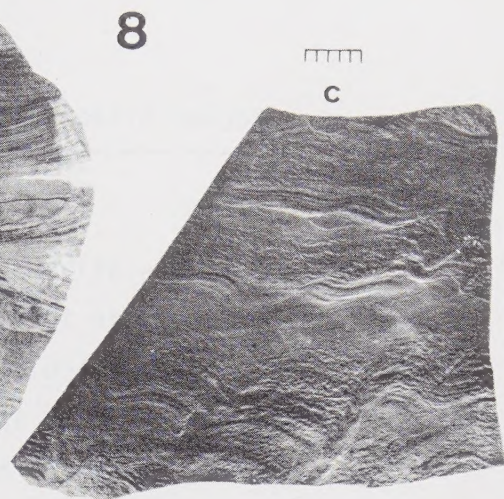
STOSSWAND (731 410 / 201 070)



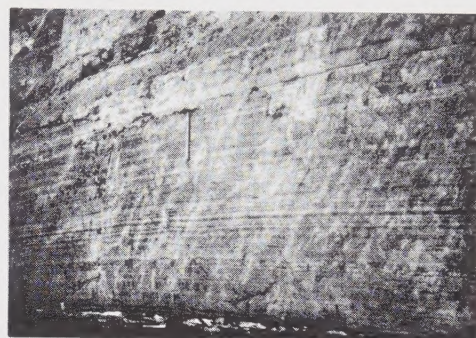
RÜSCHENWEID (732 260 / 203 380)



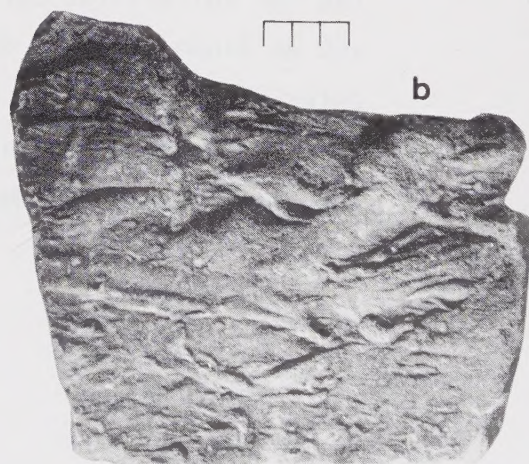




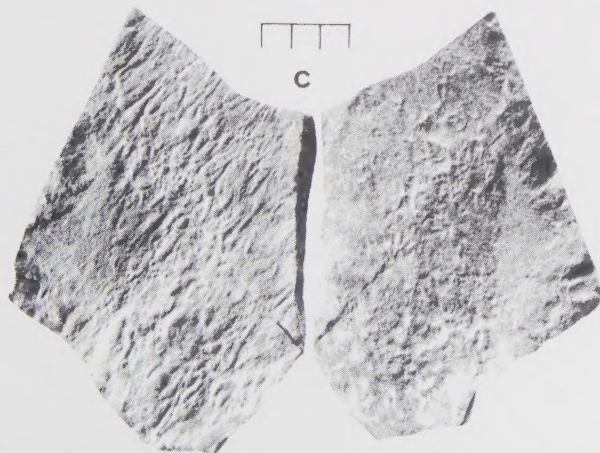
8



9



10



Curriculum vitae von Christoph Siegenthaler (von Trub und Bern)

Als Sohn des Wilhelm Gottlieb Siegenthaler und der Mina Hulda, geb. Schläppi, wurde ich am 24. Mai 1936 in Frutigen geboren. In Madiswil (Kt. Bern) besuchte ich die Primarschule und anschliessend, von 1947 - 1952, die Sekundarschule in Langenthal. Im Frühling 1952 trat ich in das kantonale Gymnasium Burgdorf ein, wo ich im Herbst 1955 die Matura Typ C bestand. An der Abt. I der ETH schrieb ich mich für das Architekturstudium ein und absolvierte 1957/58 ein Praktikum in einem Architekturbureau. Anschliessend wechselte ich auf die Abt. X und begann das Geologiestudium, das ich 1959 an der Universität fortsetzte. Hier besuchte ich die Vorlesungen und Praktika bei den Herren Dozenten C. Burri, E. Dal Vesco, A. Gansser, F. Gassmann, M. Grünenfelder, R. Hantke, H. Jäckli, E. Kuhn-Schnyder, F. Laves, W. Leupold, R. Parker, F. de Quervain, H. Suter, R. Trümpy, B.L. van der Waerden. Im Sommer 1963 bestand ich das Diplom für Naturwissenschaften, Hauptfach Geologie, an der Philosophischen Fakultät der Universität Zürich. Vom Herbst 1963 bis zum Frühjahr 1968 arbeitete ich an einem Programm der Landwirtschaftsdirektion über Flyschentwässerung unter der fachkundigen Leitung von Herrn Prof. Dr. Herbert Grubinger am Kulturtechnischen Institut der ETH. Die Dissertation entstand unter Leitung von Herrn Prof. R. Trümpy.

